2003年宮城県沖地震で発生した地すべり地の水理地質特性

Hydrogeologic features of the landslide collapsed during the Miyagiken-oki earthquake in 2003

(独) 農業工学研究所／奥山武彦

National Institute for Rural Engineering／Takehiko OKUYAMA

(独) 農業工学研究所／黒田清一郎

National Institute for Rural Engineering／Seiichiro KURODA

(独) 農業工学研究所／中里裕臣

National Institute for Rural Engineering／Hiroomi NAKAZATO

(独) 農業工学研究所／有吉 充

National Institute for Rural Engineering／Mitsuru ARIYOSHI

キーワード：土壌物理性、地下水流動、自然電位探査、地下水排除工

Key words: Soil physical conditions, Groundwater movement, Self-potential survey, Groundwater drainage works

1. はじめに

2003年5月26日に宮城県気仙沼市沖を震源として発生したM7.0の地震の際に、沿岸地域で液状化による噴砂が起き、三陸、北上地方の各地で土砂災害が発生した。宮城県栗原市(旧築館町)の丘陵地で発生した地すべりは、先行降雨がほとんどない条件下で発生した高速流動性地すべりとして注目され、地すべり発生後に各種調査が実施された。本報では、現地で採取した土質試料の試験、現地試験ならびに間隙水圧の連続観測等によって調査した現地の水理地質特性について報告する。

2. 現地と地すべりの概要

現地は宮城県北部の栗原市西部に位置し、西方の鬼首、鳴子火山からの噴出物に覆われた東西に延びる丘陵地にあり、1970年頃に切盛り土によってひな壇状に土地造成が行われている。

地震では、現地最寄りの栗駒観測点で最大465galの加速度が記録されている。図-1に示すように、勾配約10度の南向き斜面上、標高50m付近を頂部とする地すべりが発生した。地すべり発生域は延長約70m、最大幅40m、移動土塊の厚さ3～5mで、下方に110mにわたって土砂が堆積した¹⁾。現況および過去の地形図や空中写真を照合すると、地すべり地は盛土域に位置する。現地の分水界は滑落崖の北方約100m、西方約250mにあるが、直前2週間の降水量は15.5mmであり、降雨が誘因になったとは考えにくい。しかし、発生後の現地調査では、滑落した跡に地下水飽和を示す還元色の層が見られたことが報告されている²⁾ことから、地盤内には地すべり発生の素因として作用しうる地下水が存在していたと考えられる。

3. 調査方法

3.1 間隙水圧の測定

現地の水理地質条件を明らかにするために、地すべり発生から半年後の2003年11月に滑落崖の北西側上部で間

図-1 調査地の概要

等高線は原地形、A～Dはインタークレート試験実施地点

隙水圧計を設置するためのボーリングを行った。間隙水圧計の設置深度は移動土塊の厚さを考慮して6.1m、2.1m、0.6mとした。ボーリングで採取した直径100mmの不攪乱コアを試験室に持ち帰り、0.5m間隔で100ml採土円筒(内径50mm、長さ51mm)を打ち込んで試験用試料を取り出して、鉛直方向の飽和透水係数、加圧盤法による保水性(pF水分特性)、乾燥密度などの試験を行った。

深度6.1mに埋設した70kPaの圧力変換器には金網製キャップを取り付けて砂と現地土で埋め戻したが、2.1mと0.6mでは、地下水位が低下した負圧状態でも測定できるように±20kPaの圧力変換器にポーラスカップを取り付けて孔底に突き刺して設置した。地震が発生した際の間隙水圧を記録するために、地表にサーボ型加速度変換器を斜面方向(N-S)に感度をもつように設置した。常時0.25秒間隔で加速度と間隙水圧の測定を行い、平常時は降水量とともに30分間隔で記録するが、一定加速度以上の震動を検知した時には検知時点よりさかの

ばってデータを保存するようにデータロガーを設定した。

3.2 インテークレート

降雨の地表からの浸入強度の指標となるシリンドーインテークレートの現地試験を実施した。インテークレート試験は地表に内径29cm, 長さ25mの鉄製円筒を打ち込み, マリOTTタンクを用いて円筒内に1cm程度の湛水深を保った状態での経時的浸入量を測る方法である。主測線に沿った盛土域(図-1のA), 切土域(B)と主測線西側の切土域(C), A地点より西方約250mにあたるために図-1からはずれ, 当地すべりとは別の流域にある畑(D)の4個所で, 2004年4月から2005年7月の間で3回にわけて試験を行った。インテークレート試験後に円筒の脇で地表から深度0.45mまで, 0.1m毎に100ml採土円筒で不攪乱試料を採取し, 実験室で飽和透水係数, 保水性, 乾燥密度の試験を行った。

3.3 自然電位探査

浸透流に伴う電荷の移動によって流動電位が発生し, 上流側より下流側の自然電位が高くなる現象が知られている³⁾。自然電位の分布は地下水の涵養帯と流出帯のゾーニングに応用できる。冠頂部上流域の浸透状況とその変化を把握する目的で, 集水ボーリングを施工する前後の2時期に図-1に示す範囲で自然電位探査を実施した⁴⁾。自然電位の測定には, 塩化鉛・食塩溶液を石膏に含浸した非分極性電極を使用し, 調査範囲南西部に固定した基準点との間の電位差をデジタル直流電圧計によって測定した。測定位置は中波ビーコンの補正情報を利用して測位精度を1m程度に改善したDGPSによって決定した。

4. 調査結果

4.1 間隙水圧測定地点の土壌物理性

図-1に示すように, 地すべり発生箇所は, 原地形では北からの谷と北西からの谷の合流部であった個所にあたる。間隙水圧計設置地点は北西側谷に盛土した個所にあたり, スウェーデン式サウンディング試験結果から盛

土厚は10m程度と考えられる。ボーリングコアから求めた含水比, 乾燥密度, 土粒子密度, 間隙径および間隙率分布特性, 透水係数等を図-2に示す。pFはcm単位で表した土壌水分サクシヨンの絶対値の常用対数であり, (サクシヨン)-10.2kPa=pF2の関係になる。水移動性に富む非毛管間隙水はpF1.8以下のサクシヨンに相当し, 毛管間隙水はpF1.8~3, 土粒子への半結合水/結合水に相当する水分はpF3以上, というように, pFは水分のポテンシャル状態や水分が存在する間隙の量を表す指標となる。図-2中の間隙率はpFで区分した間隙量を土全体の体積に対する割合で表しており, ▼印は試料採取時の体積含水率を示している。すなわち, 土壌水分は結合水から▼印より左側の小間隙(pFが大きい)までを満たしていたことを意味する。

地表から深度1.5mまでは乾燥密度が小さく, 透水係数が大きいことに呼応して非毛管間隙量が多い。深度2~2.5mと4~5mに透水係数が 10^{-6} cm/s以下で結合水が多い層があり, その間に 10^{-5} cm/s台の透水係数をもつ層がある。深度6mの土色はグライ色を呈していた。粒度は表-1に示すように砂分が卓越しているが細粒分も含まれており, 細粒分まじり砂に分類される。これらの結果は滑落崖上方の1地点の状態を示すものであるが, 盛土層は原土や施工によって性質に差がある層が生じ, 地下水の浸透を規制する要因になることを示している。

4.2 地下水水頭

2003年11月~2004年6月の降水量と深度別水頭を図-3に示す。低透水層が狭在しているために, 深度によっ

表-1 粒度分布

深度	シルト・粘土 (<0.075 mm)	砂 ($0.075\sim 2$ mm)	礫 (2 mm $<$)
2m	29.1%	59.9%	11.0%
4m	16.5%	65.3%	18.2%
6m	20.3%	67.9%	11.8%

図-3 深度別水頭の変化

異なる水頭を示している。深度0.6mの水頭は降雨に追従した変化があり、深度2.1mでは図-3の期間の53%で正圧が生じていた。想定すべり面深度の下部にあたる深度6.1mの水頭は、集水ボーリング施工前はGL-5m以上であったが、集水ボーリングが深度約5mと10mに施工された後は1m以上低下した。水頭が測定深度6.1mを下回った場合には測定不能になったが、冠頂部に延長した想定すべり面深度に作用する間隙水圧が低下したと考えられる。

2003年11月から2004年2月までの地下水排除工施工前の期間と、2004年3月～6月の施工後の期間にわけて求めた各深度の水頭と降水量との相関性を図-4に示す。前期間の総降水量は227.7mm、後期間は401.4mmであり、条件は異なるが、両期間ともに降水量に対する水頭変化の相関は浅いほど大きい。遅れ時間は、前期間は深度0.6mが約12時間、深度2.1mが約47時間であるが、深度6.1mの相関性は前2者に比べて不明瞭である。後期間においても同様の傾向である。

図-3中の○印は当地点の東約10mにある、オールストレーナ構造をもつ観測ボーリング（孔内は深さ12m以深に滞砂している）の水位を示している。この孔内水位は不定期にしか測られていないが、3深度で測定している水頭と比較してみると、表-2に示すように、降雨がないか少ない時（11月、1月、3月、6月）は深度6.1mの水頭値と同程度の値をもつが、降雨中あるいは直後（12月、4月）で深度0.6m、2.1mの水頭が上昇した時には大きく上昇している。また、2月に集水ボーリングの施工に伴って地下水水頭が低下する時期には、深度6.1mの水頭より2週間程度遅れて孔内水位が低下していることは注目される。広く用いられているオールストレーナ構造の観測井は地層を貫いているために全深度の水が自由に入出力し、その孔内水位は流入のバランスによって形成される。すなわち、孔内水位は特定の深度に作用する地下水水頭を示すものでなく、降雨時には浅部から流入する地下水の影響で見かけの地下水位上昇を示す場合があることに注意が必要である。

図-4 地下水水頭と降水量との相互相関係数

表-2 孔内水位と深度別水頭との比較

日付	直前72時間 降水量(mm)	オールストレー ナ孔内水位(m)	6.1m深水頭 (m)	2.1m深水頭 (m)
2003.11.14	0	5.09	5.17	2.22
2003.12.2	37.4	3.25	4.87	0.53
2004.1.21	7.7	4.60	4.54	2.07
2004.3.17	0	6.40	6.00	1.90
2004.4.27	50.2	2.40	6.01	1.94
2004.6.1	17.7	5.46	6.08	1.41

4.3 インテークレート

A～C地点は野草が繁茂している状態であり、D地点の畑は作付け前の裸地状態であった。試験時間を24～80分として、円筒への供給水量を円筒面積で除した累積浸入量、時間あたりの浸入量である浸入速度を図-5に示す。浸入速度は浸入開始時には大きいのが次第に低減し、試験終期にはほぼ定常状態に近づいている。試験時間が短いD地点にあわせて開始後24分時点で4地点を比較すると、累積浸入量、浸入速度の大小関係はともに、B切土部(293mm, 1.7×10^{-2} cm/s) > D畑 > C切土部 > A盛土部の順であった。B、D地点は浸入開始時から終了時までの浸透速度の変化があまりないのに対して、A、C地点は経時的に浸透速度が低下したことは、時間が経過して水が到達する深部の方が透水性が小さくなっている

図-5 インテークレート試験結果

図-6 インテークレート試験地点の透水係数

ることを反映していると考えられる。

4 試験地点で採取した不攪乱試料の深度別透水係数ならびに、次式で計算した鉛直方向の合成透水係数を図-6に示す。

$$K = \sum_{i=1}^n L_i / \sum_{i=1}^n (L_i / K_i) \dots\dots\dots (1)$$

K : 合成透水係数, L_i : 各層の厚さ, K_i : 各層の透水係数, n : 層数

インテークレート試験の円筒の先端は深度20cm程度にあるが、浸入現象にはそれより下部も影響していると考え、合成透水係数は0～50cmの範囲で計算した。合成透水係数の大小順は累積浸入量、浸入速度と同じで、B切土部>D畑>C切土部>A盛土部であったが、合成透水係数はインテークレート試験の浸入速度より小さかった。合成透水係数は5深度で採土したサンプルを直列にした場合の透水係数であるのに対して、インテークレート試験の断面積は採土円筒より34倍大きく、水は透水性の良い部分の連続した経路で流れるので浸入速度は大きくなる。採土のために掘ったところ、A～C地点では深度25cm程度まで太い植物根の伸長が見られた。浅部では土の膨軟化やマクロポアの発達によって経年的に透水

性や保水性が大きくなる。切土部地山は粗粒分が多く、透水性が大きいのに対して、A盛土部40～45cmの透水係数が小さいのは、盛土施工時に攪乱されてから圧縮を受けた状態が残っているためであろう。耕起された畑土壌は膨軟化して透水性、保水性が大きくなるが、一定の深さでの耕起が繰り返されるとその下部にやや締め固められた耕盤が形成され、それより下方への浸透を抑制すると思われる。

浸透水を一時貯留する非毛管間隙 (pF 0～1.8) の体積は深度50cmまでで、A盛土部: 48.0mm, B切土部: 88.0mm, C切土部: 46.3mm, D畑: 74.0mmであり、B, D地点が多くなっている。

4.4 自然電位

地すべり発生から7ヶ月後の2003年12月と、対策工事が完了した後の2004年6月に、それぞれ100点程度の自然電位測定を行った。現地には電力を使用する家屋や工場がなく、地下に鉱床や地熱源がないことから、流動電位の探査に適した条件である。GISソフトウェアを使って、点状する測定点の電位測定値から作成した2003年12月の自然電位分布を図-7に示す。自然電位は滑落崖の北方と北西にあたる、原地形で谷頭だった個所が高く、調査範囲北西側が低くなっている。すなわち、地すべり部より北西側が涵養帯となって供給された地下水は南東に向かって浸透し、滑落崖直上流域が流出帯になっていたと推定できる。この方向性は、鬼首火山などからの火山噴出物の堆積方向と一致する。

集水ボーリングは滑落崖直下に設けた集水井から、深度約5mの上段に8本、深度約10mの下段に17本施工された。長さは35または50mである。対策工が完成した後の2004年6月に基準点を同じ位置において同様に自然電位分布を調べ、第1回測定からの自然電位の差として図-8に示す。2回の調査での測点位置は異なるが、自然電位の差はGISソフトによって作成した電位分布の差とした。第2回調査での全体の電位平均値は第1回より8.5mV低下したが、特に集水ボーリングの設置範囲での電位低下が大きくなっている。

地下水流出帯と推定された範囲の北端に位置するボーリングB8の水位はGL-1～-2mと高い状態が続いているが、集水ボーリングの範囲内に位置するB5の孔内水位は施工前より約5m低下してGL-7～8mになっている。集水ボーリングの地下水位低下効果によって、

図-7 地下水排除工施工前(2003.12)の自然電位分布

図-8 地下水排除工施工前後の自然電位分布の変化

従前に流出域であった箇所も地下5, 10mの集水ボーリングに向かうように浸透流が変化し, 自然電位の変化をもたらしたと考えられる。B5に隣接した網状ポリエチレン管をケーシングとしたボーリングで, 孔内水中の鉛直電位が図-9に示すように下段集水ボーリングの位置で極大になっていることは, 集水ボーリングが新しい地中の流出帯として機能していることを示している。

集水ボーリングからの排水量を2005年7月20日に実測した。測定日の直前1週間の降水量は1.1mmと少ないが, 毛管間隙量が多く, 保水性に富む土壌から基底的な流出があると考えられる。上段からの排水はほとんどなく, 下段は図-10に示す排水状態であった。排水量が最も多い集水井北側一帯は自然電位分布から浸透水の流出帯と推定された範囲と一致しており, 自然電位が施工後に著しく低下したことは, 地下水排除工の効果発現を反映していると考えられる。

5. 考察

5.1 地盤の物理性と水分状態

火山噴出物由来の土壌は, 粒度では砂分が多いが保水力が大きく, 固結度や風化度によって透水性は大きく異なり⁵⁾, 土工で破碎・転圧を受けることによって物理性は変化する⁶⁾性質がある。当観測地点では, 盛土層内部の低透水性の層が鉛直浸透を規制していることは, 水頭変化やその降雨応答の違いに現れている。無降雨期間に飽和度が下がるのは深度2m以浅であり, 降水量が少な

図-9 ボーリング孔内の自然電位分布

図-10 集水ボーリングの排水量(2005.7)

い2003年12月~2004年1月にかけても深度6.1mの水頭がGL-5m以上であったこと, ボーリングコア採取時の深度2m以深の飽和度は94%以上と高かったことなどから, 地すべりが発生した2003年5月当時もすべり面付近が高水分状態で正水圧状態にあったことが推察される。

飽和した緩い砂質地盤が強い地震動を受けると土骨格が変形して過剰間隙水圧が発生し, 液状化が起りやすいことはよく知られているが, 砂層が低透水性のシルト質薄層などを含む重層構造からなっていると, 間隙水が低透水層で遮断されてその直下に水膜ができることが指摘されている⁷⁾。すべり面でこのような現象が起ると, 強度が低下して滑動を加速することは十分に考えられる。

対策工施工後は深度6.1mの水頭がGL-6m前後で一定し, 無降雨時は深度約5mの集水ボーリングからの排

図-11 2003年の水収支の推計結果

水がないことなどから、冠頂部において5 m以浅に推定されるすべり面相当深度の正水圧は消散したと考えられる。

5.2 土地状況と地下浸透

切盛土による地形修正を行うと、一般に切土部が上方に、盛土部が下方に位置するようになるために、上流側に位置する切土部が涵養域になり、浸透した水は地山を流下して、下流側の盛土部に集まりやすい。

インテークレート試験では、斜面上部で1時間で100 mm以上の浸入量があったことから、涵養域ではほとんどの降雨は一旦地中に貯留してから蒸発散で消費されたり地下浸透すると考えられるので、その割合を以下のように推計する。

アメダス築館観測所の2003年の月別気温、降水量を使用して、簡便なHamonの式により蒸発散量を算出する⁸⁾。

$$Ep = 0.14D^2p_t \dots\dots\dots(2)$$

Ep : 日平均蒸発散能(mm/日), D : 日照時間(h/日/12), p_t : 日平均気温に対する飽和絶対湿度(g/m^3)

地中貯留量変化と表面流出はなく、降水量から蒸発散量を引いたものが地下に浸透して流出すると仮定して、その量を図-11に示す。蒸発散は5～9月に多く、地すべりが発生した5月は降雨が少なかったこともあって表層は乾燥していたと考えられるが、年間蒸発散量が648 mm(降水量の46%)にあたることから、年間を通して見れば、降水の約半分が地下流出していたことが推察される。

新潟県東頸城郡の水田と耕作放棄田の流出と土壌物理性の比較調査によると、1994年の干ばつによって放棄田では粗孔隙が増大し、流出率やピーク流出高が減少したことが報告されている^{9, 10)}。地すべり地帯である同地方では、収穫後にも棚田に水を張って乾燥亀裂の発生による地下浸透を防ぐ慣習が知られている。全面的な浸透抑

制が困難である畑地などの場合には、畝や承水路を設けて降雨時の地表水を速やかに排水することが望ましい。土地造成に際しては、地下水が停滞しやすい盛土層への排水暗渠の敷設が欠かせない。本事例では集水ボーリングの施工によって推定すべり面下部の間隙水圧が定常的に低下した。透水性が良い砂質系地盤においても地下水排除工によってすべり面の間隙水圧を低下させておくことで、地震時の液状化による崩壊の防止効果が期待できる。

6. おわりに

本研究では、深度別地下水水頭測定手法によって対策工施工期間をはさむ長期間の地下水観測を実施した。ボーリングコアを用いた土壌物理性試験、インテークレート試験によって地すべり地の水理地質条件の不均一性を明らかにするとともに、自然電位探査による面的な浸透状況の調査を行った。盛土地盤は透水性などの性質が複雑化しており、多角的な調査が効果的な対策計画に寄与する。地震時の間隙水圧の挙動については、データの蓄積をすすめているので、整理後に報告したい。現地調査・観測にあたって便宜をはかっていただいた、栗原市(旧築館町)、宮城県栗原地方振興事務所ほかの方々に謝意を表する。

引用文献

- 1) 日本地すべり学会調査団・文部科学省科学技術振興調整費APERIF調査団(2003): 三陸南地震時に発生した宮城県築館町の高速長距離運動型の土砂崩れ現象, 日本地すべり学会誌, Vol.40, No. 2, pp.45-46.
- 2) 汪発武・松本樹典・田中康博・藤森学・佐々恭二(2003): 三陸南地震による築館地すべりの運動シミュレーション, 第42回日本地すべり学会研究発表会講演集, pp.239-242.
- 3) 伊藤芳朗・楠見晴重・竹内篤雄(1998): 斜面調査のための物理探査, 吉井書店, pp.109-134.
- 4) 奥山武彦・中里裕臣・黒田清一郎・竹内陸雄(2005): 地すべり対策地下水排除工による自然電位の変化, 農業工学研究所技報, No.203, pp.231-237.
- 5) 土壌物理研究会編(1979): 土の物理学, 森北出版, pp.317-318.
- 6) 奥山武彦(1987): 静荷重による土の締固めに関する実験的研究, 農業土木試験場技報, No.176, pp.1-11.
- 7) 國生剛治(1999): 水膜現象が液状化砂層の側方流動へ与える影響, 土と基礎, Vol.47, No. 4, pp.11-14.
- 8) 土木学会(1985): 水理公式集, p.145.
- 9) 増本隆夫・高木強治・吉田修一郎・足立一日出(1997): 中山間水田の耕作放棄が流出に与える影響とその評価, 農土論集, 189, pp.59-68.
- 10) 吉田修一郎・高木強治・足立一日出・増本隆夫(1997): 気象条件変化に伴う中山間地耕作放棄田の土壌物理性の変化, 農土論集, 191, pp.75-83.

(原稿受付2005年10月13日, 原稿受理2005年12月8日)