豪雪地帯の地すべり地における融雪水量の変動特性

Timing and Intensity of the Melt Water in a Landslide Area of a Heavy Snow District

松浦 純生* 竹内 美次* 落合 博貴* 梁瀬 秀雄*
Sumio MATSUURA Yoshitsugu TAKEUCHI Hirotaka OCHIAI Hideo YANASE

Abstract

Timing and intensity of melt water, which is closely related to the landslide occurrence, was measured using snow lysimeters and other meteorological observations including snow depth and water equivalent of snow in a landslide area of a heavy snow district. Results of four winter seasons' (1989 to 1992) observation showed that rain on snow events frequently occurred early in the season. During snowmelt season, melt water was mainly generated in the surface layer of snow cover by solar radiation and high air temperature. Therefore, most melt water was produced during the daytime of almost every day. In years with small snowpacks, melt water was generated intermittently by occasional rainfall and higher temperatures even in January and February. It was estimated that quantity and intensity of the melt water would be highest in the later stage of the snowmelt season because a large amount of precipitation was stored as a snow cover up until April and May for heavy snow years.

キーワード: 雪と地すべり*, 融雪水量*, 積雪環境*, 降水特性*

1. はじめに

豪雪地帯に位置する地すべりは、その発生が降水・積雪・融雪環境と深く関連しているといわれている。このため気象官署などのデータを利用して、広域的な積雪環境と地すべりの発生件数などについての調査が行われてきた¹⁾。しかし個々の地すべり地での、降水・積雪・融雪環境と地すべりの発生に関する基礎的なデータの蓄積は十分とは言えない。とくに豪雪地帯の山間部に位置する地すべり地の積雪環境は不明の点が多く、地すべり発生の重要な誘因となる積雪底面からの融雪水の観測も、平地での観測例はあるものの、実際の地すべり地で観測された例²⁾は少ない。そこで筆者らは、1988年寒候期から林野庁前橋営林局と共同で、新潟県東頸城郡内の小黑川流域(図-1)に地すべり試験地を設置し、気象観測を含めた地すべり移動量等の通年にわたる自動観測を行ってきた³⁾。今回、欠測の多い1988年寒候期を除いて、1989年から1992年までの4寒候期における、融雪水量を中心とした降水・積雪・融雪環境について、統計的な解析を行ったので報告する。なおこの調査研究は、林野庁地すべり対策協議会の調査課題の一環として実施している。

2. 伏野試験地の概要と調査観測方法

伏野地すべり地は、新潟県東頸城郡安塚町内の標高

* 農林水産省林野庁森林総合研究所

図-1 伏野試験地の位置図

350～800 m に位置する大規模な地すべり地で、約 623 ha が林野庁所管の地すべり防止区域とされている。試験地はこの指定地の西端に位置し、長さ約 300 m、幅 50～70 m の典型的な二次地すべり地である。気象観測露場は地すべり地に隣接した標高 565 m の不動地に設置し、ここで積雪を中心に 10 項目 23 測点について 30 分間隔で自動観測を実施している。本報告ではこの自動観測で得られた、1989 年寒候期から 1992 年寒候期までの気温、日射量、降水量、積雪深、積雪水量、融雪水量等の観測結果を用い、統計的な解析を行った。なお本報告で用いる融雪水量とは、地表面に設置した平面ライシメータで観測された水量のことで、積雪表層での融雪水が流下し積雪底面から地表面に流出した水量、積雪層に降った雨が融雪水と一体となって流出した水量、および地中熱流による積雪底面での融雪水量を含むものとする。

気温は自然通風式と強制通風式の 2 方式で観測を行い、センサー計感部に JISA 級の測温抵抗体を使用した。日射量は強制通風式の全天日射計を用い、300～2,800 nm の短波長放射について観測を行なうとともに、アナログ積算計で観測時間内の積算値を求めている。降水量はヒータを内蔵した、転倒ます式の雨量計を用いて観測を行なっている。積雪深は超音波式の積雪深計を使用し誤差 1 cm の精度で、積雪水量はメタルウェファース式のものを用い、誤差 $9.8 \times 10^{-2} \text{ kN/m}^2$ の範囲で観測を行った。さらに積雪表層での融雪や降雨に起因した融雪水量を観測するため、1 m × 1 m × 0.25 m のステンレス製の平面ライシメータを 4 個設置した。ライシメータの内部は、周辺の地表面と同じレベルになるように珪砂を充填している。積雪底面からの融雪水は、ライシメータからパイプで集水され、ハンドホール内に設置した 500 cc のバケツ流量計で計測した。

今回の報告では、各寒候期の期間別の特徴を対比させるため、共通期間を設定し比較検討した。すなわち、1989 年からの 4 寒候期間中、最も早い積雪開始日である 11 月 25 日 (1989 年) から、最も遅い消雪日である 4 月 22 日 (1991 年) までを共通期間 (149 日間) とし、この間における融雪水量の観測結果を中心として検討を加えた。また全観測期間中、観測システムのダウンなどによる欠測値を補完するため、伏野試験地で得られたデータと、試験地の北約 8 km に位置する気象庁の和田アメダス観測所 (標高 135 m) のデータを比較検討した。その結果、伏野試験地と和田観測所の降水量については相関性が低いものの、気温については比較的高い相関性が得られた (図-2)。伏野試験地で得られたデータの欠測率は低く、しかも欠測時の降水量は少ないので、アメダス観測所のデータで補完しても信頼性のあるデータが得られたと考える。

図-2 和田アメダス観測所と伏野試験地の日平均気温の関係

3. 降水・積雪・融雪水量特性

3.1 各寒候期の概況

1989 年から 1992 年寒候期までの各気象観測要素等の結果を図-3 に、各寒候期の統計量を表-1 に示す。1989 年寒候期の積雪期間開始日は 11 月 25 日と平年並みで、12 月に入ってから比較的多くの降雪が記録された。しかし 1, 2 月になると平年に比べて降水量が少なく、しかも気温の高い日が続いた。このため積雪深は平年と比較して著しく少なく、期間内の最大日平均積雪深は 12 月 30 日に 153 cm を記録したのにとどまった。消雪も平年より大幅に早く 4 月 4 日に記録した。1990 年寒候期は 1 月に冬型が強まり積雪深も急速に増加し、最大日平均積雪深も 1 月 28 日に 383 cm を記録したが、2 月に入ってから降雪がほとんど観測されず、しかも気温、日射量ともに平年以上に上昇し、急速に融雪が進行した。これに対して、1991 年寒候期はほぼ平年に近い積雪環境となった。積雪開始日は 12 月 12 日と遅かったものの、1, 2 月に平年並みの降雪があり、最大日平均積雪深は 2 月 25 日に 397 cm を記録し、消雪は 4 月 22 日となった。しかし 1992 年寒候期は再び少雪傾向が強まり、最大積雪深は 2 月 26 日に 336 cm を記録したのにとどまった。以上のように 1991 年寒候期がほぼ平年並みの積雪環境であったのに対して、他の寒候期はいずれも少雪年であった。

3.2 各寒候期における降水量

積雪地帯では、冬期間の降水は降雨と降雪の形態をとる。積雪がないときの降雨は、直接地すべり地表面に到達する。しかし降水中の降雪比が高まると地表面に積雪層が形成され、降水の一部は積雪として地表面に貯留される。積雪が形成されたときの降雨は地表面に到達する前に積雪層内に入り、積雪層に貯留されるか、一部もしくは全部が積雪層内を流下して積雪底面から流出する。

図-3 各寒候期における気象観測等の結果

さらに積雪層自体も日射や気温などさまざまな気象要因などによって融け、融雪水となって積雪層を流下しながら積雪底面から流出する（図-4）。このように冬期間の降水はさまざまな形態をとると同時に、時間的な遅れをとめないながら、融雪水となって地すべり地に浸透する。

本試験地での降水量の観測結果を表-1に示す。これによると各寒候期の降水量は、970~1,170 mm程度とあまり大きな差がみられなかった。ところが本試験地では降水量の観測に、ヒータ内蔵式の降水量計を用いているため、降雨と降雪が混在する冬期間の観測では、降雪時の補足率の低下が問題となる。これは受水口内部での蒸発が主な原因とされ、気温が -2°C の場合補足率は65%程度に低下する。このため気象庁のアメダス観測所などで

図-4 無積雪期と積雪期における降水の地表面への到達過程

表-1 各寒候期における各期間別観測結果

寒候期	観測項目	Dec. ¹⁾	Jan.	Feb.	Mar.	Apr. ²⁾	全期間 (149日)
1988 ～ 1989	平均気温 (°C)	1.7	1.4	0.4	2.6	9.8	2.8
	平均日射量 (MJ/ m ²)	4.7	5.5	6.8	9.0	15.3	7.7
	降水量 (mm)	342.5	219.5	213.0	206.5	31.0	1012.5
	降雪量 (比)	292.6 (0.85)	160.0 (0.73)	174.8 (0.82)	116.8 (0.57)	2.5 (0.08)	746.6 (0.74)
	降雨量 (比)	49.9 (0.15)	59.5 (0.27)	38.3 (0.18)	89.8 (0.43)	28.5 (0.92)	265.9 (0.26)
	平均積雪深 (cm)	47	101	128	77	4	73 (83) **
1989 ～ 1990	融雪水量 (mm)	157.5 (0.0) *	241.3	65.5	561.4	56.4 (20.4) *	1082.0 (1061.6) **
	平均気温 (°C)	2.4	-1.6	1.8	3.3	8.6	2.5
	平均日射量 (MJ/ m ²)	4.5	4.6	7.3	10.4	10.4	7.2
	降水量 (mm)	391.5	364.0	62.5	87.0	67.5	972.5
	降雪量 (比)	256.6 (0.66)	330.0 (0.91)	17.6 (0.28)	21.8 (0.25)	19.8 (0.29)	645.8 (0.66)
	降雨量 (比)	134.9 (0.34)	34.0 (0.09)	44.9 (0.72)	65.3 (0.75)	47.8 (0.71)	326.8 (0.34)
1990 ～ 1991	平均積雪深 (cm)	36	198	226	139	18	123 (138) **
	融雪水量 (mm)	288.1 (43.3) *	36.5	105.5	156.6	324.4 (53.0) *	911.1 (814.8) **
	平均気温 (°C)	4.8	-1.2	-1.8	2.2	8.6	2.3
	平均日射量 (MJ/ m ²)	4.5	3.9	5.7	9.8	16.0	7.4
	降水量 (mm)	336.5	480.5	313.0	24.5	10.5	1165.0
	降雪量 (比)	218.4 (0.65)	446.9 (0.93)	282.4 (0.90)	11.1 (0.45)	2.3 (0.21)	961.0 (0.83)
1991 ～ 1992	降雨量 (比)	118.1 (0.35)	33.6 (0.07)	30.6 (0.10)	13.4 (0.55)	8.3 (0.79)	204.0 (0.17)
	平均積雪深 (cm)	20	200	357	311	143	200 (226) **
	融雪水量 (mm)	179.1 (53.8) *	68.1	25.4	22.5	531.0 (0.0) *	826.1 (772.3) **
	平均気温 (°C)	4.0	0.2	-1.2	2.9	7.6	2.6
	平均日射量 (MJ/ m ²)	3.6	3.7	6.4	8.1	9.8	6.0
	降水量 (mm)	378.0	289.5	183.0	70.5	55.5	976.5
1991 ～ 1992	降雪量 (比)	228.5 (0.60)	261.3 (0.90)	164.0 (0.90)	29.8 (0.42)	4.4 (0.08)	687.9 (0.70)
	降雨量 (比)	149.5 (0.40)	28.3 (0.10)	19.0 (0.10)	40.8 (0.58)	51.1 (0.92)	288.6 (0.30)
	平均積雪深 (cm)	33	115	263	227	90	143 (156) **
	融雪水量 (mm)	395.5 (43.7) *	67.5	25.3	137.3	234.8 (0.0) *	860.3 (816.6) **

¹⁾ 25th Nov. ～ 31th Dec. ²⁾ 1th Apr. ～ 22th Apr. * 無積雪期間の観測値 ** 積雪期間の観測値

表-2 各寒候期における補正降水量と降水種

寒候期	観測項目	Dec. ¹⁾	Jan.	Feb.	Mar.	Apr. ²⁾	全期間 (149日)
1988 ～ 1989	降水量 (mm)	485.6	302.0	300.8	260.0	34.1	1382.5 (0.78) *
	降雪量 (比)	427.9 (0.88)	236.6 (0.78)	257.1 (0.85)	160.2 (0.62)	3.0 (0.09)	1084.7 (0.78)
	降雨量 (比)	57.7 (0.12)	65.4 (0.22)	43.7 (0.15)	99.8 (0.38)	31.1 (0.91)	297.7 (0.22)
1989 ～ 1990	降水量 (mm)	512.6	565.9	72.6	98.0	77.6	1326.7 (0.66) *
	降雪量 (比)	359.8 (0.70)	528.2 (0.93)	25.9 (0.36)	29.0 (0.30)	26.5 (0.34)	969.4 (0.73)
	降雨量 (比)	152.7 (0.30)	37.7 (0.07)	46.8 (0.64)	68.9 (0.70)	51.2 (0.66)	357.3 (0.27)
1990 ～ 1991	降水量 (mm)	432.9	725.6	472.2	31.0	11.6	1673.3 (0.48) *
	降雪量 (比)	304.4 (0.70)	687.5 (0.95)	437.0 (0.93)	16.6 (0.54)	3.0 (0.26)	1448.5 (0.87)
	降雨量 (比)	128.6 (0.30)	38.1 (0.05)	35.2 (0.07)	14.3 (0.46)	8.6 (0.74)	224.8 (0.13)
1991 ～ 1992	降水量 (mm)	487.6	422.5	286.2	85.1	58.5	1340.0 (0.63) *
	降雪量 (比)	328.5 (0.67)	388.8 (0.92)	266.8 (0.93)	42.1 (0.49)	5.6 (0.10)	1031.8 (0.77)
	降雨量 (比)	159.2 (0.33)	33.7 (0.08)	19.5 (0.07)	43.1 (0.51)	52.9 (0.90)	308.3 (0.23)

¹⁾ 25th Nov. ～ 31th Dec. ²⁾ 1th Apr. ～ 22th Apr. * 融雪水量/降水量 (全期間内積雪期間)

は補足率の高い、いっすい式の降水量計が使用されているが、このタイプの降水量計は維持管理に多大な労力を要するという欠点をもつ。本試験地のように4 mを超える積雪地帯では、長期無人観測を行なう場合に適当でない。したがって地すべり地に到達する降水量を正確に評価するため、観測されたオリジナルデータを補正する必要がある。そこで降水が観測されたすべてのデータについて、その時点での気温に対応した補正係数⁴⁾をかけ、1時間ごとの補正降水量を求めた。

以上のようにして求めた補正降水量を表-2に示す。補正後の降水量は、平年並みであった1991年寒候期が

1,700 mm 近い降水量となったが、少雪年である1989年、90年、92年はいずれも1,350 mm 前後と低いレベルであった。したがって少雪年は降水量も少なくなる傾向がみられた。次に各寒候期の期間別の降水量の変化をみると、積雪初期に相当する12月(ここでは11月25日から12月31日まで)は各寒候期とも500 mm 前後とほとんど差がない。ところがいわゆる厳冬期にあたる1月では、1991年寒候期に700 mm を越える降水量が観測されたのに対して、1989年では300 mm と1/2以下の降水量であった。2月も1991年で500 mm 近くの降水量が観測されたのに対して、1990年では1/7近い70 mm 程度し

か観測されないなど、きわめて大きな差がみられた。しかしいずれの寒候期も、4月に入ると(ただし4月1日から22日までの22日間)降水量は一般的に少なくなり、期間内降水量の1~6%程度であった。このように平年並みの年は1,2月に多量の降水量が観測されるのに対して、少雪年は1,2月の降水量が相対的に少ない。

3.3 各寒候期における降水種

一般に積雪層の発達には降水量と降水種によって第一義的に決定づけられ、さらに日射、気温などによる融雪や積雪層自体の粘性圧密などによって、積雪深が動的に変化する。積雪層は内部に降雨や融雪水を貯留する能力をもつことから、その発達は積雪底面からの融雪水量に深く関与する。したがって積雪期間における降水種も、融雪水量を把握するうえで重要な要因となる。そこで各寒候期の降水種を判定するために、降水が観測されたときの気温分布を調査した。

各寒候期の降水形態について、図-5に各寒候期の降水時の気温分布と累計降水量を示した。これによると1991年寒候期は気温が $-3\sim-2^{\circ}\text{C}$ の範囲での降水量がもっとも多く約330 mmであった。これに対して、他の寒候期はその分布に大きな差はなく、 $-2\sim-1^{\circ}\text{C}$ での累計降水量が最も多く250 mm前後の降水量を観測した。この分布について各寒候期の降水時の気温の加重平均を計算したところ、1991年寒候期がもっとも低く、約 -1.4°C となった。これに対して他の寒候期の平均値はほとんど同じで約 -0.5°C 前後であった。したがって平年値と少雪年の降水時の気温差は約 1°C と、期間内の平均気温の差($0.2\sim0.5^{\circ}\text{C}$)より大きくなり、少雪年は降水時の気温も高くなる傾向がみられた。

さらに表-2に修正降水量にもとづいた、各寒候期の各期間別の降雪量と降雨量をしめす。降雪か降雨かの判断については、既往の降水形態と気温に関する研究⁵⁾を参考に、 $0\sim1^{\circ}\text{C}$ の場合、降水量の75%が降雪量、 $1\sim2^{\circ}\text{C}$ が50%、 $2\sim3^{\circ}\text{C}$ が25%と判断し、降雪量と降雨量を求めた。これによると、1989年寒候期の12月は降雪比が0.90近くに達したのに対し、1月の降雪比は0.80以下と低い。しかも平均気温は平年に比べて 3°C 近く高かった。したがって、1989年寒候期は1月の降雪比が高いことに加え、気温による融雪が促進されたため、積雪層が発達せず記録的な少雪になったと考えられる。これに対して1991年寒候期の1,2月の降雪比はいずれも0.90以上を記録し、しかも降雪量が多いことから積雪量が増大した。全期間での各寒候期における降雪比をみると、1991年寒候期が0.87ともっとも高く、他の寒候期は0.73~0.78程度であった。1989年寒候期の降雪比と1992年降雪比を比較してみると0.74と0.70と1989年寒候期の方が高いのに対して、平均積雪深はそれぞれ73 cm, 143 cm

図-5 各寒候期における気温分布と累積降水量

図-6 標高と降水種の関係

と2倍近くの差があった。これは積雪が発達する1,2月の降雪比と平均気温の差であると考えられる。

ある程度の広がりを持つ流域では、気温、降水量は高度と良好な相関関係がある。一般に高度による冬期間の気温低減率は、湿潤断熱減率となり100 mで 0.5°C 程度であると言われている。本流域でもアメダス観測所との比較で、ほぼ同様な値が得られた。また降水量も標高が高くなるにしたがって増加すると言われている。伏野試験地での降水量の観測結果も、相関関係は良くないものの和田アメダス観測所の1.2~1.5倍程度となる傾向が得られた。これは標高差約500 mで1.4倍の降水量が観測されたとする、宝川試験地での観測とほぼ同じ結果⁶⁾となった。そこで、和田観測所と伏野試験地で得られた降水量および気温の関係式から、本流域での1991年寒候期における標高別の降雨量と降雪量を求め、さらにこれらの結果を用いて標高別の降水種の変化を求めた(図-6)。このような手法を用いることによって、降水種の分布が推定でき、降水種と降水量から積雪深の予測が可能となる。さらに降水種、積雪深、気温などから、特定の高度での融雪水量を推定できると考える。

3.4 積雪底面からの融雪水量の特性

各寒候期における期間別の融雪水量を表-1に示す。これによると、いずれの寒候期も積雪初期に多くの融雪水量が観測されており、とくに1992年寒候期は融雪期も含めて最も多くの融雪水量が積雪初期に観測された。こ

これは積雪初期は平均した降水量があるうえに、気温が厳冬期ほど低くならず、降雨が多いためと考えられる。逆に降雪量が少ないので積雪深が深くならず、降雨を積雪層内に保持できないことも原因の一つと考えられる。したがって積雪表層での融雪に起因するものよりも、降雨と複合した融雪水の流出現象が数多く観測される(図-7)。一般に日本海側地方は、梅雨期と同様に10月後半から11月にかけての降水量が多い。したがって積雪期間初期の融雪水に加え、先行降雨としての積雪期間前の降雨も、積雪期間初期の地すべり発生の重要な要因であると考えられる。今まで、地すべり発生の原因として多量の融雪水が供給される融雪期が注目されてきたが、今回の観測で積雪初期も無視できない量の融雪水を、地すべり地に供給することが明らかになった。したがって、今後この時期の融雪水量および降雨量と地すべり移動との関連について、さらに詳しい検討を行う必要があると考える。

これに対して、融雪期は降水量が一般的に少ないことから、降雨と複合した融雪水よりも積雪表層での融雪水が積雪層内を流下し、底面から流出する場合が多い。融雪期である3、4月は気温が上昇し、さらに日射量も積雪初期と比較して急速に増加する(図-3)。したがって、融雪期はそれまで積雪という形で貯留されていた降水が、融雪水となって積雪底面から地表面に流出する。一般に積雪表層での融雪は気温や日射などの要因によって発生するため、積雪底面からの融雪水はほぼ日周期で観測される(図-8)。平年並みの積雪環境であった1991年寒候期は、積雪初期も含めたすべての期間で融雪期の融雪水量が最も多かった。したがって多雪年ではさらに多量の降水が積雪水量として貯留されるのに加えて、融雪が日射量、気温とも増大する4、5月にずれ込むため、融雪末期の融雪水量が増加するものと推定される。本試験地では、観測を開始した1988年寒候期以降少雪傾向が続いているので、今後観測を継続して多雪年のデータを蓄積したい。

少雪年では1、2月でも、断続的に積雪底面からの融雪水量が観測された。一般に積雪は最大密度に達するまで、降雨や積雪表層での融雪水を積雪層内にある程度貯留することができる。少雪年は降雪のかわりに降雨になることが多く、積雪層の発達が貧弱となる。さらに気温も平年以上に高いため、積雪表層での融雪が活発で、融雪水が積雪層内を頻繁に流下する。このため積雪密度も1、2月で0.40~0.45程度と、融雪期の密度に近くなり、積雪層の保水機能は低下する。この状態に優勢な降雨があると、積雪層は降雨を保持できずそのまま積雪層内を流下する。一般に降雨があるときは気温も高くなるため、降雨による融雪と気温による融雪がこれに重なり、積雪底

図-7 積雪初期における融雪水量の特性 (1989年12月)

図-8 融雪期における融雪水量の特性 (1991年4月)

図-9 積雪深循環曲線 (1989年寒候期)

面から多量に流出すると予想される。1989年寒候期も積雪密度が1月中には0.4前後となり(図-9)、積雪層の保水能力は限界に達したと推定される。このため1、2月でも、降雨と複合した積雪底面からの融雪水が断続的に観測された。また3月も他の寒候期に比べて降水量が多く、しかもそのうちの約半分が降雨であった。とくに3月4日には降雨と複合した、4寒候期中最大の167mmの日融雪水量を記録した(図-10)。これを観測した翌日には試験地の近くで大規模な地すべりが発生し、治山堰堤が破壊されるなどの被害が発生した。

しかし同じ少雪年でも1989年と1990年寒候期では流出のパターンが異なる。1990年寒候期の1月は降雪量が

図-10 積雪表層の融雪水と降雨が複合した融雪水量の観測 (1989年3月)

多く積雪層の発達著しかったが、2月に入ってからほとんど降雪が観測されず、気温、日射が上昇した。このため積雪表層での融雪が急速にすすみ、その結果融雪水の積雪底面からの流出現象が数多く観測された。同じ少雪年でも1989年寒候期は、降雨が関与した流出現象が多かったのに対して、1990年寒候期は積雪表層での融雪による流出現象が主体であるといえよう。今までの調査研究によると少雪年でも1,2月の地すべり発生件数が多いことが報告されている⁷⁾。本試験地での観測でも、少雪年では1,2月でも優勢な融雪水量が観測されたことから、この期間での地すべり発生危険度が高くなることが裏付けられた。

少雪年に対して年並みの1991年寒候期は、1~2月の降水量が多く、しかも降水量の90%以上が降雪であることから著しく積雪層が発達した。しかも平均気温が低いため融雪は少なく、たとえ降雨があっても積雪層内に貯留される。このため、融雪水量は積雪層が深くなるなるとともに減少してゆき、厳冬期には日雨量に換算して0.8~1.5 mmと低いレベルにまで低下した。これは地中熱流による底面融雪水量に相当し、北海道での観測値(0.4~1.0 mm)⁸⁾よりは高く、新潟県の平野部で観測された値(1.8 mm)⁹⁾より若干低い値となる。今後、この底面融雪水量がどの程度先行降雨として融雪期の地すべりの発生に関与するか、詳しい検討が必要と思われる。

各寒候期の積雪期間における降水量と積雪底面からの融雪水量の割合を流出比として、各寒候期の流出比を比較した。その結果、1989年寒候期が最も高い流出比となり、年並みに近かった1991年の流出比が最低となった。この流出比について各気象要因との関係を調べた結果、積雪期間内の平均積雪深との関係がもっとも良い結果が得られた(図-11)。ところが積雪底面からの融雪水量をみると、積雪期間内修正降水量の約50~80%程度に過ぎない。水収支の点からみると、この値は過小な値となる。この理由として、積雪層が深いと積雪期間が長くなり、積雪表層からの蒸発が多くなることが考えられる。しかし積雪層からの蒸発量は水面からの蒸発量よりも少

図-11 積雪期間内平均積雪深と流出比

なく、その量は日量に換算して0.5~1.5 mm程度であるとされている¹⁰⁾。このため4寒候期の平均積雪期間(129日)での蒸発量は、大きく見積もっても150~200 mm程度であると考えられる。別の原因として平面ライシメータの補足率の問題が考えられる。すなわち積雪層内に優勢な水みちが発達するために、積雪層が深くなると補足率が低くなる可能性が考えられる。しかし水みちが形成されるのはほとんどランダムに等しいため、平均積雪深と流出比に高い相関性が得られるとは考えにくい。この点についてはさらに観測を継続し、積雪期間における地すべり地の水収支を明らかにする必要があると考える。

4. まとめ

以上、1989年から1992年までの4寒候期における、融雪水量を中心とした降水・積雪・融雪環境等の観測結果から、以下のことが明らかとなった。

① 一般に少雪年は平均気温が高く、しかも降水量が年と比べて少ない傾向がある。積雪初期および融雪末期では年と少雪年の間で降水量の大きな差はないが、少雪年は1,2月の降水量が年と比べて少ない。

② 積雪層の発達の重要な要因である降水種について調べた結果、少雪年では降雪比が0.75前後であるのに対し、年では0.90近くに達した。また少雪年と年の平均気温の差よりも降水時の平均気温の差の方が大きく、少雪年は降水が降雨となりやすい。

③ 湿潤気温低減率と降水量の高度分布特性から、降水種の推定が可能となる。降水種の推定が可能となれば、積雪深が予想でき、さらに降水種、積雪深、気温から高度別の融雪水量の特性を推定できる可能性がある。

④ 積雪初期は降雨比が高く積雪層の発達も貧弱なため、降雨と複合した積雪底面からの融雪水が多く観測される。積雪期間前の先行降雨としての降雨量も多いことから、積雪期間開始前後の降雨および融雪水は地すべりの発生と密接な関係があると考えられる。

⑤ 一般に融雪期は降雨が少なくなるため、積雪底面からの融雪水は積雪表層での融雪に起因することが多く

なる。積雪表層での融雪は日射、気温などによって進行するので、積雪底面からの融雪水の流出現象が日周期単位で観測される。

⑥ 少雪年では、積雪底面からの融雪水が1, 2月でも断続的に観測される。この融雪水は降雨と複合して発生する場合と、気温や日射などによる積雪表層での融雪が原因となる場合がある。このため少雪年は、1, 2月でも地すべり発生危険度が高くなると考えられる。

⑦ 平年では1, 2月に多量の降雪が観測されるため、積雪深が著しく発達する。したがって、降雨があっても積雪層に貯留され、気温も低いので積雪表層の融雪も少ない。このため融雪水量は地中熱流による底面融雪水量に近づく。融雪期は積雪として貯留された降水が、表層での活発な融雪によって積雪底面から融雪水として流出し、その量は積雪初期よりも多くなる。

⑧ 多雪年では厳冬期に多量の降水が積雪として地すべり表層に貯留され、しかも融雪期が日射、気温とも増大する4, 5月にづれ込む。したがって、融雪末期の融雪水量および強度とも、平年以上に大きくなると予想される。

参 考 文 献

- 1) 山野井徹, 石黒重実, 布施 弘, 神田 章: 新潟県の地すべりとその環境, 地すべり, Vol. 11, No. 2, pp. 4-6, 1974
- 2) 小川正二, 池田俊雄, 亀井健史: 濁沢地すべり地における融雪水・間隙水圧・地下水・地温の変動特性, 地すべり, Vol. 25, No. 1, pp. 21-27, 1988
- 3) 松浦純生, 落合博貴, 竹内美次, 梁瀬秀雄: 豪雪地帯における地すべり自動観測システムの開発, 地すべり, Vol. 29, No. 3, pp. 18-26, 1992
- 4) 札幌管区計測課: 雪量計の試験について, 測器技術資料 5013号, 1975
- 5) 太田岳史: 気温および降水量による山地積雪水量の経時変化の推定, 雪氷, 51巻, 1号, p. 39, 1989
- 6) 谷 誠, 大谷義一: 宝川森林理水試験地流域における雨量分布について, 100 回日林論, p. 696, 1989
- 7) 青山清道, 中俣三郎, 小川正二: 新潟県における地すべりと雪との相関性に関する検討, 地すべり, Vol. 21, No. 3, p. 11, 1984
- 8) 小島賢治: 冬季間の積雪下面における融雪量の連続観測(序報), 低温科学(物理篇), 第39号, pp. 101-108, 1980
- 9) 和泉 薫: 積雪底面の融雪量, 新潟大学災害研年報, 第5号, p. 124, 1983
- 10) 小島賢治, 石川信敬, 本山秀明他: 積雪の蒸発量, 低温科学(物理篇), 第44号, pp. 49-62, 1985

(原稿受理日 平成5年6月23日)

社会人・青少年のための学術シンポジウムに対する 開催費補助事業の実施について(事務連絡)

平成 6 年 4 月
文部省学術国際局学術情報課

文部省では、平成6年度から科学研究費補助金「研究成果公開促進費」の中の新規事業として、学会や民間研究団体等が一般社会人や青少年を対象に、当該学問分野の最新の研究動向等を普及啓蒙するために開催するシンポジウムや学術講演会の開催経費の一部を助成する事業を実施することとしています。

本事業については、おって、本年4月下旬頃各学会等に対して募集通知を送付する予定ですが、下記の事業の趣旨等を十分ご理解の上、積極的に応募いただきますよう貴学会内において準備方よろしくお願いいたします。

記

1. 趣 旨 (1) 一般社会人や青少年を対象に、学会や民間研究団体等が当該学問分野の最新の研究動向等を普及啓蒙するために開催するシンポジウムや学術講演会に必要な経費を補助する。
(2) これにより、学術研究体制の重要な基盤である学会等における研究成果の公開発表を促進するとともに、社会人や青少年のための多様な学習機会の拡充に資する。
(3) 特に、青少年が早い段階から高度で先端的な学問的環境に触れることにより、次世代の研究者養成の基盤充実に資する。
2. 助成対象事業 学会等が主催するシンポジウム・学術講演会で、一般社会人や青少年・小中高生の関心が高いと思われる分野の研究動向・研究内容を普及啓蒙しようとするもの。
3. 採 択 件 数 30 件程度
4. 補 助 金 額 1 件当たり 150 万円程度(会場借料, 資料作成費等)
5. 募 集 方 法 本年4月下旬に文部省から学会, 学術研究法人, 国公立大学等へ募集通知を送付。
6. 選 考 方 法 学会等からの申請に基づき, 本事業の趣旨に合うものを学術審議会において選考。
7. 開 催 期 日 平成6年7月下旬から平成7年2月までに開催される事業。
8. 一般への周知 開催事業は, 教育委員会等も通じて一般に周知する予定。

本件に関する照会先 ☎ 03-3581-1932 (直通)
03-3581-4211 (内線 2591)
文部省学術国際局学術情報課学術資料係

堆積層における新規地すべりの発生予知

「地すべり」Vol. 31, No. 1 (通巻第117号) pp. 1～9, 1994年(平成6年)6月

玉田 文吾, 福田 順二

新規の堆積層地すべりは、素因と誘因とによって、地層の特定部に連続したせん断破壊面(地すべり面)が形成されることによって発生するが、この過程が地すべり予知と密接な関係がある。素因としては、地殻変動によって特殊な地層中に形成された潜在すべり面の存在が主なものであるが、これは一般に単位長に対して0.15～0.25の未破壊部分を含有しているため、誘因が働く毎に未破壊部分のクリープ破壊が連鎖的に発生し、せん断面の連続化が進行する。これによって先端部(受働域)の隆起と破壊、始端部(主働域)の亀裂と段差とが、地表面の進行性変状として数年前から顕著になる。これらの変状について連続的な観測と測定ができれば、一時的な現象の中断などはあるが、発生時間は別として、位置、規模についての予知は可能である。

土の一面剪断試験により作られた剪断層の構造

「地すべり」Vol. 31, No. 1 (通巻第117号) pp. 10～20, 1994年(平成6年)6月

岸本良次郎

一面剪断試験機により、種々の発達段階にある剪断層を作り、その構造を軟X線写真により観察した。破壊段階やクリープの段階に達した剪断層には、剪断面が多数樹枝状に密集している。さらにこれら剪断面にはそれぞれ、多数の小規模の剪断面が種々の仕方で連鎖している。

熱水性脈状粘土化帯と地すべりとの密接な関係－北海道金華峠地すべりの例－

「地すべり」Vol. 31, No. 1 (通巻第117号) pp. 21～28, 1994年(平成6年)6月

前田 寛之

金華峠地すべりは、旧期地すべり地形の下部ユニットが再活動したものであり、その新・旧期地すべりはそれぞれ“粘質土地すべり”と“崩積土・粘質土地すべり”に相当する。これらの地すべり粘土はおもに多量のモンモリロナイトからなり、その鉱物の大部分は基岩の流紋岩溶岩の節理に沿う熱水性脈状モンモリロナイト・カオリナイト帯に由来すると考えられる。したがって、これらの地すべりは熱水変質帯の産状や性状と密接な関連をもつ事例でもある。

成層斜面の安定解析手法と斜面崩壊への適用

「地すべり」Vol. 31, No. 1 (通巻第117号) pp. 29～36, 1994年(平成6年)6月

渡辺 康二, 小川 正二

同じ岩質で構成され、比較的深くまで風化が進んでいる斜面について「成層斜面の安定解析法」を適用する手法を検討し、実際の斜面崩壊に適用した結果について述べている。

豪雪地帯の地すべり地における融雪水量の変動特性

「地すべり」Vol. 31, No. 1 (通巻第117号) pp. 37～44, 1994年(平成6年)6月

松浦 純生, 竹内 美次, 落合 博貴, 梁瀬 秀雄

地すべり発生の重要な誘因となる融雪水量の実態を把握するため、豪雪地帯の地すべり地で積雪を中心とする気象観測を実施してきた。その結果、①冬期間の降水量の分布特性と降水種、②積雪初期および融雪期における積雪底面からの融雪水の流出特性、③平年および少雪年における融雪水量の変動特性などが明かとなった。

移動観測による地すべり斜面の管理基準値

「地すべり」Vol. 31, No. 1 (通巻第117号) pp. 45～51, 1994年(平成6年)6月

丸山 清輝, 小嶋 伸一

地すべりの管理基準値の精度向上を図ることを目的として、管理基準値の設定状況調査及び、移動観測データをもとにした管理基準値の検討を実施した。その結果、同じ日移動量であっても、地すべり毎に滑落余裕時間が異なっており、地すべり毎に管理基準値を設定する必要があることが分かった。そして、その方法として、地すべり地形を考慮した地すべり滑落余裕時間の予測法を提案した。

地すべり地のエコロジカルな土地利用に関する提言

「地すべり」Vol. 31, No. 1 (通巻第117号) pp. 52～55, 1994年(平成6年)6月

岡村 俊邦

鹿児島8月6日災害における土砂災害調査報告

「地すべり」Vol. 31, No. 1 (通巻第117号) pp. 56～63, 1994年(平成6年)6月

北原 一平, 河村 和夫, 佐口 治

平成5年8月6日に鹿児島市を中心に発生した土砂災害について、写真判読を中心に災害特性調査を実施し、報告した。調査内容は、降雨特性調査、地形・地質特性調査、および写真判読による崩壊発生特性調査である。今回の災害は長雨後の集中豪雨が原因であったが、日雨量の確率規模は20年～30年である。崩壊の発生箇所は地形・地質によって、シラス台地面浅谷の谷壁の斜面崩壊、シラス台地周辺部の斜面崩壊および山地の斜面崩壊に区別される。最も人的被害が大きかったのは山地に区別される竜ヶ水急傾斜地である。シラス台地の土砂災害がほとんど表層崩壊であるのに対し、山地部の災害の特徴は斜面崩壊と土石流が混在していることである。写真判読によると、この地区における土石流に対し、治山・砂防施設の効果が明らかに発揮されているところが多く確認される。しかし、地形的な制約からハード対策では限界があり、総合的なソフト対策の検討も必要であるものと考えられる。