

第14回シンポジウム

地すべり防止対策のための調査の現状と将来の課題 新潟県下の地すべり危険地について

1986. 5. 16

主催 地すべり学会新潟支部
土質工学会北陸支部
新潟県地質調査業協会
地すべり対策技術協会新潟支部
後援 新潟県砂防課・農地建設課・治山課

目 次

I 地すべり防止対策のための調査の現状と 将来の課題	1
II 新潟県下の地すべり危険地について.....	16

序

ここ数年のシンポジウムは、地すべり現場の切実な課題をとりあげ、その追及・討論を続けてまいりました。今回は志向をかえまして、これまでできずきあげられた技術を基礎にして、地すべりの防止問題をどうみつめたらよいかといった視点を改めて得るために、藤田寿雄、岩永伸両先生に講演していただくことといたしました。

昨年2月の青海町玉ノ木、7月の長野市地附山における災害で貴い人命を失いました。私たちは地すべり災害の予知と未然防止の技術の向上と探究に努力してまいりましたが、なおも融雪期、梅雨期には災害があとを絶つことなく頻発しております。

このような現状を解決するには防止技術だけの問題だけではなく、地すべり行政の充実と改善がなくては根本的な解決は望めないと思います。昨年の数多い災害は私たちにそのことを教訓として残してくれました。

災害防止技術の発展と、その技術の発揮を保償する行政とが結合するときにおいてこそ、技術の創造性がさらに昂揚し、災害の防止が可能となるものと思います。そのためにも、住民のための災害防止行政はどうあるべきかをふくめまして皆さんともども探究してゆきたいと思います。

I 地すべり防止対策のための調査の 現状と将来の課題

藤 田 寿 雄[※]

1 ま え が き

昨年は融雪期の2月中旬に新潟県青海町玉ノ木で崩壊性地すべりのため10名の方が亡くなる災害があったが、この梅雨期には長雨にたたられて国道8号線、19号線の交通止が相次ぎ、災害年の様相を呈していたところであったが、梅雨明けとなって一段落と思っていた矢先であっただけに、地附山地すべりは衝撃が大きかったといえよう。

北陸地方の第三紀層の粘性土質地すべりに代表される日本の地すべりは、一般に緩慢な運動をするものと理解されているが、ここ20年程の期間内に限ってみても昭和39年7月に起きた富山県氷見市胡桃地すべりをはじめとして地すべりによる大規模な崩壊は約20カ所にも及び、1年に1回は起きる計算となる。直接地すべり土塊に巻きこまれた死者、行方不明者も100名を優に越えていることからみても、生命の危険の大きい災害であることに認識を新たにしなければならない。

土砂災害の発生時期の特色として、土石流は雨量強度の最高時、がけ崩れは降雨ピークの降下時、そして地すべりは降雨末期に起ることが多いとされている。このことは土砂災害の型態による特性を示しており、体積の大きい地すべりの運動が活発となるのに時間を要することが判る。

高度成長期に非ずとも都市域での宅地需要は旺盛で、おのずと斜面開発は避け難い。災害を未然に防止するためには山を知り、地下水を知り、なおかつ自然を知ることが第一歩であることは言うまでもないが、どれをとっても数式をもって明快にするわけにはいかないものばかりである。自然との調和は人間生活を物心両面から豊かにするための不可欠な条件ではあるものの、機械文明の世の中では、とかく怠りがちである。土砂災害を省りみる上で少くとも日本の地すべりとはどんなものかの一端を多くの技術者に知っていただくことが先決であろう。

2 伝承にみる日本の地すべり

自然界の侵蝕輪廻の一つである地すべり現象は、謂うところの天災であり、人の手には負えぬ山の神の祟りとして畏怖していたものであるから、地すべり災害にまつわる伝承は数多い。地すべり地の斜面は適当になだらかで、地下水が豊富であるところから耕作に適し、古来必然的に集落が形成される条件が整っていた。現在では見るかげもない寒村も、かつてはかなりの賑わいをみせていたという記録のある地すべり地もあるほどであるが、この山村の悩みの種が地すべり災害である。

※ 建設省土木研究所砂防部長

鎌倉時代には山寺三千坊といわれ沢山の寺が建立され繁栄した新潟県板倉町猿供養寺（土木研究所試験地）もそのうちの一村で、地すべりの起こるたびごとに田畑は荒れ、仏閣や家屋が倒壊するなどの被害を受け、村民の苦労は大変なものであった。当時の地すべり対策といえば、水田の畔を保護するために松丸太を打込むくらいが関の山で、残るは神頼みということになると人柱を祀るのが神の怒りを鎮めるに相応しい。猿供養寺では800年前より人柱の話が伝えられてきたが、昭和12年に正浄寺跡の土取り作業中に偶然ザルガメが掘り出され、中には座禅姿の人骨が鎮座しており、800年前の古銭が賽銭として供えられていたことから、伝説が真実であることが実証されたものである。

人柱となったのは信濃の国から黒倉峠を越えてきた盲目の旅僧と伝えられ、齒の損耗からみて40歳前後で、骨格は腕の骨は細く脚の部分は大きく発達した修業僧であると考えられている。このお蔭で地すべりは小康状態となって、村人の崇敬を集めたものと想像される。しかし、猿供養寺地すべりの運動は明治30年代から再び活発化して、後に昭和35年より土木研究所新潟試験所のモデル試験地となり、地すべり機構解明のための貴重な資料を提供してくれている。現在発掘跡には堂が建立され、毎年供養の祭りが地元の人々によって行われている。

同じく新潟県松之山町も長年地すべり災害の恐怖に村民達は悩まされていたが、李兵衛という人が自ら人柱となって地すべりを止めようと、生き埋めになったが、現在、松之山兎口の入口にある李板がその場所であると伝えられている。人柱は人智を越えたものに対する究極の手段といえようが、被災村民がいかにも恐怖していたかを窺い知ることができる。

生活の智慧は、地すべり対策が困難ならば、いかにして地すべり災害が近々にやってくるかを知り、災害をいかに軽減するかに向けられる。動物の動きや気象、植物生態からの地すべり発生予知から、災害の多発地では地名に残すなど様々な様式で地すべり予知手法が伝えられてきている。

大雨が降ったら注意するというのは現在でも変りはない。しかし、早魃（かんばつ）の後の豪雪（新潟県上平丸）とか少雨量年の次の年（徳島県大野）に地すべりが多いなど、土の乾裂の影響を含めた言い伝えもある。また竹に花咲けば地すべりが起こる（徳島県田平、長野県北足沼）、大雨で蛇が這い出したら地すべり（長野県豊盛、徳島県未平、北又など）ということは、地下水や地中の異常を察知することである。なかには、〇〇へは嫁にやるな（新潟県草の島、徳島県拜立、首野など）というような集落の存亡にかかわる切実なものまで、その土地に欠くべからざる貴重な情報が伝えられていたのである。

いずれにせよ、地すべりを人力で止めようということは考えるにも及ばず、前兆の捕捉と避難が最も効果的な最低限の地すべり災害防止対策であったのである。

3 地すべりの分布

地すべりの分布は地質分布に密接な関連があり、特定の地域に分布しているのがわかる。

その地質の特色を概略的に述べると、

- i) 東北・北陸地方の日本海側の新第三紀層 グリーンタフ地域

- ii) 中国地方の日本海側第三紀層地域。一部は玄武岩のキャップロックを有する。
- iii) 九州、四国から紀伊半島を経て関東地方にまで東西に走る中央構造線沿いの中生層破碎帯地域。
- iv) 九州北西部の第三紀層の挟炭層分布地域。玄武岩のキャップロックを有することが多い。
- v) 糸魚川から静岡に至り、本州を中央で東西に2分する形に走るいわゆるフォッサマグナ構造線沿いの線状地域。
- vi) 千葉県南部の嶺岡破碎帯に沿った蛇紋岩の分布地域。
- vii) 岡山県を中心とする中国地方の三郡変成岩地域。

日本国内の全県にわたって地すべり分布しないところはないが、特に分布が密な上記の地域の条件をまとめてみると、地質的に比較的新しい地層である第三紀層の分布地帯が、地質構造線によって破碎変質をうけた結果、岩質が風化し易くなった変成岩地域に主として分布していると言える。

当然、地層が若く、地質構造の影響をうけ、粘土鉱物組成にモンモリロナイトの比率が高いといったような条件を備えたようなところでは地すべり常襲地帯といわれるほどの密度となる。新潟県の東頸城から中頸城地方にかけての地すべり地帯は、まさにこの典型で、地すべり地形が連なっている。

昭和57年度に実施した地すべり危険箇所の調査は表-1に示されているが、総数約1万1千余カ所は新潟県の1,600(14.5%)を筆頭に長野、徳島、愛媛の順に、すべての都道府県に分布している。この調査は地すべり現象のある地区、地すべり地形を呈している地区を抽出したものであるが、調査精度からいって必ずしも全地すべり数が網羅されているとは限らない。

地形的に判断が難かしい岩盤型地すべり、風化岩地すべりの潜在的なものは、よほどの観察力をもった技術者でなければ見分けることは不可能であろうし、空中写真の縮尺にも左右される。また人跡稀な山奥では徴候の把握も困難であるし、地すべり防止事業の実施の可能性などを考えると、おのずと調査に精粗が出るのはやむを得ない。したがって斜面という斜面をすべて精度よく、原位置調査・観測を含めて地すべり危険判定を行うことがなければ、ごく明解な地すべり地を除くと、その判断は非常に難かしい。

地すべり危険箇所の実態調査は折にふれて繰返し行う必要があるが、疑わしい斜面までをも含めて地すべり地を抽出したならば、現在確認できている箇所の少なくとも数倍になることは想像できるところである。

この膨大な数の地すべりは、地形や地質的にもそれぞれ特徴をもち、細かな分類をすればキリがないのも言うまでもない。しかし地域特性でも述べたように、第三紀層と破碎帯という2語が目ざれる。

地質年代を示す第三紀層と地質構造運動の結果である破碎帯は同一分類基準とはならないが、便宜的に区分する時に用いられることがある。

建設省所管分では第三紀層に属するもの約67.6%、破碎帯に属するもの29.8%を占め、その他は数%にすぎない。第三紀層地すべりが圧倒的に多いが、これは第三紀層の分布面積が大きいということのほか、地すべり1カ所当たりの面積が小さいものが比較的多いことにもよる。平均的な地すべり

表-1 都道府県別地すべり危険箇所数・面積

(砂防便覧58年版より)

都道府県名	建設省		林野庁		構造改善局	
	箇所数	面積(ha)	箇所数	面積(ha)	箇所数	面積(ha)
北海道	88	1,389	686	15,718	47	1,094
青森	40	1,351	14	1,041	—	—
岩手	28	950	20	2,363	9	384
宮城	39	1,279	18	705	8	647
秋田	92	1,832	72	1,962	37	2,168
山形	201	7,014	288	20,227	24	2,016
福島	91	2,218	76	3,010	40	2,022
茨城	45	312	16	13	—	—
栃木	7	153	6	122	—	—
群馬	90	1,516	65	1,468	12	237
埼玉	50	545	65	707	—	—
千葉	27	2,187	27	4,089	82	4,995
東京都	3	16	—	—	—	—
神奈川県	27	555	30	340	2	126
新潟	835	27,380	386	21,253	424	31,659
山梨	61	1,202	36	923	15	495
長野	735	13,829	157	4,753	146	5,726
富山	153	5,389	156	6,571	72	4,071
石川	263	9,375	298	12,110	98	4,827
岐阜	29	328	2	23	1	17
静岡県	166	4,741	44	1,951	45	1,909
愛知	26	299	—	—	—	—
三重	22	739	5	52	1	393
福井	37	429	3	294	14	955
滋賀	13	166	—	—	2	388
京都	31	245	7	265	6	189
大阪	4	109	—	—	5	79
兵庫県	227	3,453	23	502	94	2,729
奈良	39	414	1	11	6	58
和歌山	103	2,387	14	126	24	653
鳥取	30	657	9	500	—	—
島根	199	3,884	47	1,691	299	14,740
岡山	141	1,175	22	257	72	2,836
広島	23	263	21	47	3	118
山口	195	2,881	24	149	42	2,734
徳島	504	27,442	165	12,209	123	5,291
香川	70	1,230	—	—	9	460
愛媛	289	5,011	59	1,599	259	11,668
高知	141	8,318	77	5,762	62	2,997
福岡	83	711	83	2,222	20	570
佐賀	77	1,582	47	1,439	49	1,641
長崎	114	2,105	54	2,667	89	5,533
熊本	67	958	11	331	51	1,069
大分	140	1,965	65	613	4	48
宮崎	50	641	8	117	41	223
鹿児島	29	532	2	23	—	—
沖縄	53	2,287	—	—	—	—
計	5,777	153,444	3,209	130,945	2,337	117,755

の大きさが10ha以上であるとすれば、10ha以下の箇所数は第三紀層で約1,500に対して破砕帯では約500にとどまる。

地質的に更に細分して地すべりの分布をみると、第三紀層でも新潟地方では寺泊層と呼ばれる黒色泥岩地帯に最も多く、ついで椎谷、魚沼、七谷、津川層など砂岩・頁岩の互層地帯が多く、長野県下では第三紀層の砂岩・頁岩の互層地域のほかに流紋岩または玢岩質の集塊岩を基岩とする地帯で主として発生している。石川県の地すべり地の大半は能登半島に集中しているが、主として第三紀層の頁岩、砂岩、凝灰岩および集塊岩の互層の中で起こっている一方、能登半島の富山県内では第三紀中新統の泥岩、緑色凝灰岩の中に分布している。また同じ第三紀層でも長崎県北松炭田地帯では挟炭層をすべり面とする比較的固い砂岩の地すべりが分布するほか、厚い玄武岩溶岩流をキャップロックとするその周辺斜面での第三紀層の地すべりが多く発生しているのが特色である。

第三紀層が新しい地質であることが原因で砂岩・泥岩の固結度が低く、風化しやすいことが原因で地すべりが多く発生するのに対して、四国地方は中生層あるいは古生層に属する地域にジュラ紀あるいは白亜紀に起こった造山運動があって、東西に走る中央構造線、御荷鉾構造線、仏像構造線など大きな構造線により著しい破砕変成作用を受け三波川結晶片岩地帯、御荷鉾緑色岩地帯などの変成岩が徳島県・愛媛県・高知県にわたって広く分布し、地すべりが集中している。

4 地すべりの規模

地質特性はまた地すべり地形にも強く反映していることは、斜面勾配を例にとってみると、第三紀層の地すべり斜面は 20° 以下のものが非常に多く43%を占めるのに、 $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ のものが38%、 30° 以上の勾配をもつものは19%にすぎない。

一方、破砕帯では 20° 以下のもの16%に対して、 $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ のものが57%を占め、 30° 以上では27%となっている。一般的な傾向として第三紀層地すべりは破砕帯の地すべりに比較して斜面勾配の緩い、移動土塊が軟らかい泥岩等の風化物からなる粘性土質の地すべりが多く、破砕帯地すべりはれき質な土塊からなる斜面の急な地形を呈しているといえる。もちろん地すべりの構成土塊の土質は地すべりの移動経過とも密接な関係があり、一概に両者をこれだけで区別できるものではない。第三紀層に分類されたものの中には岩すべり形のものもある一方、破砕帯の中でも、御荷鉾緑色岩地帯に分布する地すべりには、第三紀層の粘性土質の地すべりによく似るものもある。

地すべりの運動形態、すなわち地すべりのタイプによっても、その規模の特徴が知られるはずであり、実際に地すべり防止工事が行われていて、地すべり形状の調査結果が得られている100カ所あまりの地すべりについて、いろいろな要素から集計してみた。

4-1 地すべり幅

地すべり幅は100m～150mにあり、50m～200mには80%ほどが入ることがわかる。全体の平均では181mであるが、岩盤型でははるかに大きく270mであるのは初発生型の大型のものが多いことをうかがわせる一方、粘性土質になるほど狭い形状となって、前者の平均に比して1/2以下に

すぎない。しかし前者でも幅の平均的なものが半数を占めることは同様で、小型の岩盤地すべりも案外存在する。

4-2 地すべり長さ（奥行）

平均長さ 295 m に対し、岩盤型 338 m、崩積土型 327 m ということは、粘性土質が非常に短い地すべりが多いということになる。幅が小さい地すべりに対しては長さも小さく、釣合いのとれた地すべり形状となるのはもっとものように思える。しかし頻度分布は明瞭なピークを示さず、一般的にみて 50 m ~ 250 m の分散した間であって、ここまでの累積頻度は 60% 程度とみられる。

4-3 地すべり面積

幅と長さの関係から、ほぼ 2 ~ 3 ha のものが多いことは予測される。4 ha 以内でほぼ 70% を占めている反面、大面積地すべりが 15% 近くあることも見逃せない。

4-4 すべり面深度

すべり面深度については、ほぼ 10 m から 20 m 以内であって、これまでに一般的に言われている値である。平均値 18.5 m に対して岩盤型が深く 24 m、粘性土質で 13 m で地すべり規模を考えると妥当な値である。ここで面積を考慮すると、通常の地すべり土塊の土量は 4 ha の 15 m として 60 万 m^3 が算定される。

4-5 すべり面勾配

一般にいわれるように岩盤型で急、粘性土質で緩となっている。平均値 15.8° に対して頻度分布は大きなバラツキがみられ、 5° の非常に緩傾斜なものから 30° の急勾配のものまでに分布している。このなかで 3 タイプともに $5^\circ \sim 10^\circ$ の緩勾配のすべり面をもつものが 30% 近くを占めていることは注目される。崖崩れがほぼ 30° 以上の地表、崩壊面勾配をもっていることを考えると、地すべりの特徴はすべり面粘土の存在とともに、この点にあるように思える。

4-6 地表面勾配

地表面勾配の傾向は、 $10^\circ \sim 15^\circ$ にピークがあり $5^\circ \sim 20^\circ$ で 75% を占める。3 タイプともほぼ似たような分布で、平均値 16.3° に対してあまり差がない。すべり面の勾配の変化を考えると、地表面の勾配で地すべりの危険度を判定することはできない。岩盤地すべりでも思ったより緩であるのは、地表面勾配の測定方法に若干留意点がありそうである。地表面勾配の遷換点をいくつかもつ地すべりについては地すべり各部での勾配による比較を考慮すべきであろう。

5 地すべりの原因、特に地震による大規模な崩壊

斜面は常に重力の影響を受けて下方にずり落ちようとしており、斜面内部の弱い地点を中心にひずみが長い年月の間に累積している。加えて気象変化や降雨の浸透や地下水の影響によって、物理的・化学的な風化が進んで斜面内部の土質強度が劣化していくが、特にひずみの累積点での影響が著しく、徐々に弱点が広がって斜面を支える強度を失って地すべり現象を生ずる。

このような斜面は、当然構成地質の弱さという素因的な原因に最も支配されるものであるが、重

力という自然因子のみで地すべりが起こるものであれば、ある地質の斜面である勾配の場所で地すべりが起こったとすれば、同様なすべての斜面で地すべりが起こってはいくなくてはならない。しかし健全な斜面もあれば、やや不安定な斜面、不安定な斜面とさまざまなものが存在するのは、断層など構造地質を含む地質素因のほかに、ある斜面に内蔵された局所的な素因を持つことを示している。また、この素因に外的な条件変化が誘因となって加わり、さまざまな発生因子が複雑に組み合わせられて地すべりを生ずるものであるから、地すべりの発生原因はこれだというように一義的に述べることはむずかしい。個々の地すべりの機構によって外的条件の影響も異なる。

地震国である我が国では、古来大地震に伴って発生したとされる大崩壊、地すべりは数多く記録されているが、タイプ別からみると岩盤斜面の初生崩壊型としてよいもので、以前からの地すべりが地震動によって滑落したという例はないようである。

昭和59年9月14日長野県西部の御岳山南麓付近に震央をもつマグニチュード6.9の地震により、土量約3,600万 m^3 に及ぶ大崩壊が山腹に発生し、大土石流となって溪流を馳せ下り、王滝川を30mも埋塞した。この他にも松越地区をはじめ滝越、御岳高原などに数十万 m^3 クラスの崩壊性地すべりの発生があり、地震と大規模土砂災害の桁違いの恐ろしさを万人に知らしめたのは記憶に新しいところである。

歴史的に知られる地震を起因とした、大規模崩壊性地すべりを中心とする土砂災害には表-2のようなものがある。

代表的なものをあげれば宝暦元年4月(1751年)、越後高田地震による名立崩れ、弘化4年3月(1847年)信州善光寺地震では6万箇所にのぼる山崩れが発生したと伝えられるが、中でも更府村岩倉山の大崩壊は犀川をせき止め、長さ70km及ぶ貯水池を出現させたなどの記録もあるが、現在でも代表的な地すべりとされる茶臼山の地すべりは、この地震を契機としてすべり出したといわれている。

また、明治29年8月(1896年)の陸羽地震、大正3年3月(1914年)の仙北地震においても地すべりがあったと記録されており、そのほか間接的にでも地震の影響を受けたとされる地すべりは多い。近年では関東大震災、北美濃地震、新潟地震に際しても、山岳部の山腹崩壊が顕著であって、後年の溪流荒廃の因になったことはよく知られている。特に、新潟地震では全国一の地すべり分布地帯での地震であっただけに、その影響が目目されたが、直接的な地すべりは小規模な2~3例に止まり、地震と地すべりの関連については不明なままに終わっている。ただ地震による亀裂の発生が後の豪雨・融雪時の地すべり発生に関与していることは間違いなく、新潟地震後の能生町の鷲尾地すべりなどは、その影響が強かったものと考えられている。

昭和49年の南伊豆沖地震、昭和53年の伊豆大島近海地震の際の伊豆半島での地すべり性大崩壊による災害は、再び地震の地すべりに対する影響について論議が再燃した形となっているが、伊豆半島に数多く走る地震活断層上の崩壊と、比較的大規模地震の起こりがたい内陸とはその比較は困難である。しかし、内陸形の地震は直下形ということになるから、振動の効果も直接的で、もし大

表－2 地震による崩壊災害（日本砂防史等より抜すい）

西暦(元号)	災 害 の 概 要
762(天平6)	上越地方M=7.4 信濃国に被害
772(宝亀3)	大分朝見山崩れ 10日後欠潰(地震?)
818(弘仁9)	栃木下野大地震 山崩れ 百姓の圧死多数
841(承和8)	信濃国 M=6.8 公私共に損せり
863(貞観5)	越中, 越後大震 立山, 白山に崩壊
887(仁和3)	信濃の国大いに震う M=7.4 大山頽崩し……
1099(康和1)	加賀～越後に地震 立山, 白山崩壊
1331(元弘1)	大地震により富士山頂附近の西北面崩れた 大沢か?
1501(文亀1)	越後南西部に地震 信濃にも被害 M=6.9
1585(天正12)	大分郡に大地震 大津波
1586(天正13)	白山に大地震 岐阜飛騨帰雲山の崩壊 $2.5 \times 10^9 \text{ m}^3$ M=8.1
1596(慶長1)	大分に大地震 海鳴り, 瓜生島海底に没す
1597(慶長2)	大分に大雨, 地震, 鶴見岳崩れ, 山潮出で朝見川を作り久米島海底に没す
1604(慶長9)	大地震により大谷崩れ $1.2 \times 10^9 \text{ m}^3$ 1703年の地震にも影響受く
1644(正保1)	日光地震
1659(万治2)	栃木塩原地震 元湯全滅
1662(寛文2)	琵琶湖に地震 M=7.8 大津町居で崩壊 死者300 天然ダム欠潰により被害
1683(天和3)	日光大地震, 回数890回に及ぶ 男体山大薙の崩壊出現 男鹿川右岸大崩壊で流路閉塞し, 五十里部落水底に没す 会津藩士開削を企図すれど失敗 1723(享保8)に欠潰し, 宇都宮, 真田付近まで大被害
1707(宝永4)	三重に大地震 庄野, 亀山で山崩れ 高知に大地震 東南の方おびただしく鳴る。山崩れ, 人家潰ること将棋倒しの如し, 大地に2, 3尺の割れ 富士に地震 宝永の大爆発
1751(宝暦1)	高田地震 名立崩れ 全部落海中に崩落 死者428 $4 \times 10^9 \text{ m}^3$?
1828(文政11)	越後に激震 信濃川流域の平地で, 地割れから水や青い砂噴出 死者1443
1847(弘化4)	善光寺地震 M=7.4 虚空蔵山(岩倉山)崩れ 犀川閉塞 70kmの湖水出現, 死者数千, 42,000ヶ所の山崩れ, 欠潰による土石流の災害を含め死者12,000余
1852(嘉永5)	北飛騨地震 手取川甚之助谷, 柳谷崩壊, 富士川七面山大崩壊 $7.5 \times 10^9 \text{ m}^3$
1854(安政1)	安政東海大地震 M=8.4 兵庫, 三重, 高知, 大分で災害, ……大波の如く地裂け, 山崩れ, 岩落ち…… 富士川 白鳥山崩壊 $5.5 \times 10^9 \text{ m}^3$
1858(安政5)	安政大地震 常願寺川大鷲山(2,616m), 小鷲山の崩壊 M=6.8 上流湖の欠潰で死者多数 $4.1 \times 10^9 \text{ m}^3$
1872(明治5)	浜田地震 山崩れ6,567ヶ所 最高隆起5～6尺, 沈下3～4尺 地震発生45分前浜田浦で地下水位の降下
1891(明治24)	濃尾大地震 根尾谷断層 美濃川支流皿谷に山津波
1923(大正12)	関東大地震 M=7.9 箱根, 大山, 多摩地方の山腹崩壊無数 根府川土石流が震後5分で発生 $1 \sim 3 \times 10^9 \text{ m}^3$

規模地震があれば、崩壊も生じやすいわけであるが、これに対する防御手法はいまのところ考え及ばない。地すべりに及ぼす振動の影響としては、すべり面を境界として上下地層の土質・岩質的相違による固有振動数の違いから起こる振動の不連続、また上部が軟質であるための振幅の拡大・変位の増幅が考えられ、特に変位量が崩壊に強く影響するものと考えられてはいるが、はっきりした

機構についてはまだ解明されていない。

地層の不連続面となっている、すべり面での粘土土質強度の動的挙動や、その時点での潜在地すべり力となるひずみの累積状態など研究調査すべき不明の点が多い。

6 最近の地すべり災害

斜面のすべてが侵蝕輪廻の一環で、さまざまな形状をもって下方に移動しようとしているならば、これに万全の対策を講じようとする事は不可能である。少なくとも危険度の高い斜面を確度高く抽出する試みもなされているものの完全ではない。しかし自然には自然の営みがあり、年々歳々、融雪、梅雨前線、局地豪雨、台風、秋雨前線、霖雨と繰返し災害の直接誘因がめぐってくる。

表－3 過去10カ年の地すべり災害発生状況（建設省 傾斜地保全課）

年	発生 件数	被 害 状 況				主な発生原因と時期	主な被災都道府県
		死者	負傷者	全壊 家屋	破損 家屋		
50	68	9	2	12	78	台風5号 8月 台風6号 8月	高知 徳島
51	183	5	3	110	342	台風17号	愛媛, 徳島, 兵庫 石川, 高知
52	20	0	0	11	38	春季融雪 前線降雨	新潟 山梨
53	61	4	1	17	46	梅雨前線 6月 梅 雨 6月	静岡, 島根 新潟
54	56	0	0	6	37	梅雨前線 6月, 7月 台風20号	山口, 大分, 福岡, 愛媛, 徳島
55	120	0	0	9	78	春季融雪 3月, 4月 梅雨前線 6月, 7月 前線降雨 8月	長野, 新潟, 山形 茨城, 徳島 長崎, 山口, 佐賀
56	74	2	4	27	53	春季融雪 1～5月 梅雨前線 6月, 7月 台風15, 24号	新潟, 長野 富山, 島根 秋田, 山形
57	148	0	0	23	159	春季融雪 1～5月 梅雨前線 6～7月 台風10, 13, 18, 19号	新潟, 福島 長崎, 熊本, 和歌山 静岡, 長野, 大阪
58	119	19	2	55	98	春季融雪 1～5月 梅雨前線 6～7月 台風5, 6, 10号	新潟, 山形, 長野 島根, 新潟 長野, 徳島
59	51	14	1	15	59	春季融雪 1～5月 梅雨前線 6～7月 地震 9月	新潟, 兵庫 神奈川, 長野 長野
計	900	53	13	285	988		
60 (7月まで)	92 (1)	36 (26)	10 (4)	61 (50)	53 (14)	融雪 梅雨前線及台風6号 ()は長野市地附山地すべり内書	

最近10年間の地すべり災害の記録（建設省へ報告のあったものによる集計）を表－3に示す。また60年については今回の災害もあり、欄外に参考までに掲載した。新潟県による集計などをみても融雪を原因とする地すべりの年間発生数は似たようなもので、豪雪年、小雪年の有意差はないようであり、全国的にみても表－4からこの傾向は明らかである。豪雪ならば、融雪出水激しいならば、地すべり多発、という程に短絡できるものではないようである。

表－4 過去における地すべりの原因別発生状況

原因 \ 年	50	51	52	53	54	55	56	57	平均 (50～57年)
融雪	8	7	6	8	7	12	25	11	11
梅雨	2	3	2	42	33	39	27	50	25
台風	51	156	2	—	6	12	11	78	39
低気圧・集中豪雨	7	17	10	8	10	55	10	7	15
その他	—	—	—	3	—	2	1	2	1
計	68	183	20	61	56	120	74	148	91

(船崎昌継による)

したがって各年の地すべり発生数を左右するものは他の異常気象によるもので、長崎、島根災害にみるような梅雨前線、長野の地震といったような極度の未経験な降雨、震動によって斜面の挙動が急変し、このタイプの災害を経験していない地区だけに被災程度も大きくなる傾向にある。

地すべり発生数も被害規模も自然の成り行きといったところであるが、この10年を単純に平均してしまうと、年間に約90カ所の地すべりがあって、5人の死者、約130戸の破損家屋がでるということになる。このほか道路、河川等の公共施設への被害も甚大であり、地すべりによる経済損失は、災害の後遺症まで考慮して甚大なものであることを痛感するものである。

7 地すべりなどによる土砂災害を防ぐための調査、研究の課題

大規模なものとはかく、土砂災害がニュースとして頻繁に世間の注目を集めるようになったのは、そう遠い昔のことではない。通常は台風、前線豪雨などによる洪水災害と付随して土砂災害も起こるし、土砂災害は山間地で発生するものであったから、その情報の到達が遅く、局地的なことということもあって洪水災害の一部という取扱いにすぎなかった。

都市域周辺が積極的に開発され、丘陵地が都市化されるようになってから、斜面崩壊や土石流災害が多くの人々の身近になってきた。加えてマスメディアの機動性、映像化の発展が著しく、一般の目には触れにくかった山奥の惨事が、時を措かずして全国に画像で流されるようになってきたことで変化が生じた。災害の規模がたとえ埋塞による道路の一時的な途絶ということであっても、地域経済に与える影響は大きく、これに人命の損失があれば報道の密度はさらに高くなるので、土砂災害に対する認識も高まり、広範囲の洪水とは切り離してとりあげられるようになってきたと考えられる。

長崎、島根災害では一過性の洪水災害とは異なることを如実に示した。土砂災害の後遺症が長期間にわたり、市民生活がどうやら回復に向かったのは道路の土砂災害が片付いてからのことであった。都市域での激甚な土砂災害は、あまり事例がないだけに、都市防災の新たな面を行政に示したものと見える。

このような災害が相次いだ昨今、これまで以上に防災対策の充実が要望されているが、同時に災害の危険度予測と、より効果的な防止工法の開発についての調査、研究の発展が必要となってきたことはいうまでもない。

7-1 土砂災害の危険地の分布と予知

行政面と同じく、ここでも土砂災害を大別して、土石流（発生源の山腹、谷頭崩壊を含む）、地すべり、急傾斜地崩壊（道路のり面崩壊を含む、いわゆる崖崩れ）の3タイプとする。すなわち、地形、地質がおもな素因となって、斜面運動の発生位置、発生機構、運動機構が異なる。あるいは移動過程で、他のタイプに変わることもあるが、もともとの土塊移動のタイプで分類しておく。

(1) 地すべり危険地の判定

このような土塊運動の分布を、地形、地質から既往災害の調査を基に経験的な区分をしつつ、特性を把握して、局所的ながら精度の高い危険地分布図の作成がなされてきた。特に地すべりは同一地域で繰り返し起こる現象であるため、判然とした地すべり地形をなすものが多い。北陸第三紀層の地すべりは粘性土が主体であるので、平均こう配 $10^{\circ}\sim 15^{\circ}$ の緩斜面で、多くのブロックに分かれた浅い土層の緩慢な動きが長年にわたって継続し、独特の地形となっている。地すべり現象のある所はともかくとして地元での聞き込みが不十分であると、調査もれとなる個所もでてくる。これを補完するのが空中写真による判読であるが、その地域に詳しい専門家によるものでないと信頼性は低いし、精度を高めるためには該当個所の現地踏査を必要とする。したがって調査の時間、費用がかかりすぎ、全国的に同一レベルでの調査が進まないのが実情である。

建設省傾斜地保全課による集計では、ここ4年間の地すべり災害の発生個所は268にのぼるが、このうちの約60個所が従前の調査では地すべり危険地とされていなかった場所で起きている。この20%強の割合を精度を上げた調査でどの程度にまで落とせるかは、発生した地すべりを再検討して果たして予測できたか、どうかを検討してみなければならない。細部については、現在もお検討中であるので言及を避けるが、机上作業では地すべり地との判定が困難なものが約20個所であるという。

地すべり分類のうち地形からの判定が困難なものは、岩盤地すべりと風化岩地すべりの一部にみられる、移動過程の初期にあるタイプである。これらは詳細調査があつて初めて確認できるものであるから、総括的な危険地判定作業ではなかなか把握し難い。したがって発生総数の約7.5%は、現在の予測調査では把握し難いことになる。

地すべり危険地の空中写真判読技術は、コンピュータ画像処理が進んでいる現在では斜め写真からの立体解析などの応用で、さらに高度化することは間違いのない。岩盤地すべりタイプであつ

ても、地形上の微細な線状構造、小起伏、植生変化などの組み合わせから判定できるようになるであろう。

(2) 土石流と崖崩れ危険地の判定

一定の地形基準に相当する溪流、急傾斜地を土石流危険溪流および法にいう急傾斜地崩壊危険地と判定する作業は、最低基準に「人家の存在」があるだけに見落としのない、いわゆる全数調査がほぼ可能である。

危険度の判定には斜面、溪流の様相を加味して、早急な対策を必要とするか否かの優先順位をつけている。これまでの各地での災害実態からみて危険度ランクの高い個所の発生が多いところからみて妥当な要素をもって解析されているとしている。

しかし災害の形態は斜面、溪流の地形、位置の素因、降雨、地震等の誘因のありようで、われわれの経験に即さないものも、往々に現出するから、すべてが100パーセントを期待することはできない。

至近の事例として長崎災害の集計をみてみよう。昭和55年までの調査によれば、長崎県内の土石流危険溪流は4,438個所を数えるが、このうち7.23大水害で家屋災害を伴って発生したものをランク別に示すと表-5のようになる。

表-5 土石流危険溪流と災害発生個所数

災害個所の約8%にあたる7個所が危険溪流調査にはいっていなかったがこれは土石流による土砂流動、堆積範囲が通常の予測を上回っているとか、

	総数	ランクA	ランクB	ランクC	ランクD	その他
55年調査	4,438	1,790	2,550	23	75	—
7.23 災害	84	37	29	1	—	7

長崎市の斜面土地利用、開発がまだまだ著しく、調査完了後に危険溪流の条件を備えてしまった個所かも知れない。すでに実施した調査基準を整備するためにも、その他地域が被災を受けるに至った機構を明らかにしておく必要がある。

一方、斜面崩壊は大小あわせて9,000個所にのぼり、谷頭の崩壊の多くは土石流発生の土砂生産源となっている。崖崩れ災害といわれるものは、このうち4,306個所で、家屋に被害があった約470個所の半数以上が長崎市内に集中し、またそのほとんどが旧市街地周辺の傾斜地を宅地開発地一帯である。このときの特徴としては17時から20時の3時間に448mmという豪雨が集中したことで、この時間帯に地すべり性崩壊が多発している。奥山地区の5,000㎡をはじめ数1,000㎡の崩壊が相次ぎ、一般にいう崖崩れの数100㎡の単位を1桁越えている。

このような規模のものを急傾斜地崩壊危険調査で予測するとなると、現行の調査精度では極めて困難で地すべり調査と同様に費用をかけて風化岩の崩壊という観点に立った調査が必要になるう。

長崎崩壊災害のいま1つの特色は、傾斜の緩な斜面での発生が多かったことである。長崎防災都市構想策定委員会の調査によれば、あるモデル地域での傾斜度別崩壊地数は20°~30°の頻度が高い。これは当然急傾斜地法の適用外のこう配であり、これまでの災害事例にみられなかった傾

向である。斜面要素を整備して、地層構造、地下水、土地利用の面などを含めて資料を解析し、地区特有の危険度判定基準を考慮することになる。

7-2 土砂災害機構の研究

土砂災害3形態のそれぞれについて国立研究機関、大学、コンサルタントの研究者達が精力的に発生、運動機構の研究を行なっている。

現地データによる機構解析が理想であるが、細部な点になると模型を用いた実験的基礎研究を行なっている。研究者の頭にあるモデルに応じた縮尺模型を用いるが、いずれの場合も相似則を完全に満足することは難しい。したがって常に現場へのフィードバックを必要とし、縮尺模型の実物大への拡張解釈は慎重でありたい。

しかし土石流の2次元水路実験を通して、土石流中のれきの動態解明やフロントの移動、後続流、堆積に関しての基礎的な資料の積み重ねは、土石流機構解析を一步進めているといえる。さらに堆積過程から土石流氾濫シミュレーションに進み、氾濫区域の土量、地形に応じた設定も可能となりつつある。前節でも問題点となっているように現行の土石流危険溪流の見直しの際には、判定精度のレベルアップに有力な手法となる。

一方、地すべり、崖崩れの発生機構に関してのモデル実験は、現地地層状態の再現が不可能なだけに厄介である。定性的な試みは以前から試みられており、土塊自身の挙動把握などそれなりの成果を上げてはいるが、土を搗き固めて斜面を作成して、降雨、間隙水圧による土塊移動実験は盛土の安定試験にはかならない。

地すべり、崖崩れは斜面中の地層境界層をすべり面として下方に動く現象であるから、すべり面の土質的解明が唯一であるという考えもある。リングせん断試験機とか、純粋せん断試験機を用いて、地すべりの移動過程に応じたすべり強度の変化を把えることは、地すべりの挙動を解明するのに良い手法の1つであると考えられる。しかし地すべりのmass全体を考えたときの適用には、いま一步の工夫が必要のように思われる。

また、地すべり運動に影響する地下水の働きについても完全な理解があるわけではない。間隙水圧、粘土強度の低下など、さまざまな形態で水が地すべりに関わることは理屈としては説得力があるものの、地すべりの移動量や緩急変化に対して実証的な解析が必要であろうと思われる。

外的要因としての地震動も長野県西部地震の御岳大崩壊で新たな注目を集めている。これまでの伊豆半島の地震災害の解析などで、斜面の遷急点上部の急斜面では加速度が急激に大きくなるとされ、特に突起状凸部では地表での加速度が極めて大きくなることが、地震動の応答解析結果として報告されている。いわゆる崖崩れ現象が尾根筋に近い急斜面部や谷頭を最上端として生ずることは、加速度の分布からみても当然であろう。

巨大崩壊は降雨によっても起こるが、歴史的にみて地震を原因とするものの事例のほうが極めて多い。巨大崩壊のすべり面が地表下100mに達しているとする、地震動の応答はどの程度のものなのか、地表での水平加速がすべり面にどのような影響を与えるのか、massとしての挙動をどう

評価するか、この不安定な山体がどうして降雨で崩壊しなかったのか、等々課題が山積している。

地震による土砂災害は突発的で予測し難い現象である。斜面のどの要素に着目すべきか、それに対する簡易な調査法は何か、崩壊が起こったら土塊の移動はどのように変化するか、流下、堆積はどのように推測できるかなどについても早急に検討を進めなければならない。

7-3 土砂災害の防止工法に関する調査、研究

土石流や地すべり、崖崩れ災害が起こるものとして対策を考えるならば、土石流に対しては、相当容量の砂防ダム、崖崩れには待受け擁壁工、地すべりでいえばアンカー工、くい工の一部のような受身の手法がとられる。この設計に最も重要な条件は発生する現象の規模をどのように予測するかにある。当然のことながら、その基本的な要素は発生機構、運動機構の解析から得ることができるとは思われるが、防災構造物にどのような外力となって移動土塊が変化するのかなどの検討が進められている。

これに対応する手段として衝撃力を弱めるための緩衝構造がまず浮ぶ。土石流の巨れきの衝突を予期した場合の緩衝材や小崩壊の崩土が待受け擁壁にあたって背後に堆積する過程での衝撃緩衝構造などが実験的に検討されている。

しかし土砂災害の根本的な防止対策としては現象の発生阻止が最も効果的であることはいうまでもない。このためには前節の発生機構の研究を基にして、斜面のどこに、どの程度の規模の、また危険度ランクなどの3要素を把握する必要がある。

ここまで土砂災害発生の機構が判明すれば、発生阻止のための新工夫もケースによって生れてくることが期待されるが、現在の段階では画期的な新工法が調査、研究課題に胚胎しているとはいえず、ともすると受身的な従来工法に頼りがちである。斬新なアイデア募集中というところが本音である。

7-4 警戒避難に関する調査、研究

豪雨時のピーク前後で多発する土石流、崖崩れについて、警戒避難体制の確立は焦眉の急となっている。昭和57年3月建設省の総合土石流対策等技術検討会が発足して以来、全国各地の多数の災害データが収集され、警報を発するための基準雨量の設定に多大な努力が払われてきた。さらに土石流予警報システムの検討がなされて、現在では総合土石流対策のモデル事業が直轄6地域で実施されるに至っている。

警戒避難基準雨量は地域の特性によって異なるので長期にわたるデータの解析と、時によっては以後の災害発生状況を勘案しながら修正していかなければならない。自然現象に未曾有はつきものであるから、常に災害は身近なものと、地元の人々の深い理解と行動の協力が必要である。

調査研究の方向は土砂災害を引き起こした降雨の総雨量、前期降雨量、日雨量、時間雨量、10分間雨量の統計的処理による危険降雨量の算定手法と、降雨観測から警報発令までのシステム開発に重点がおかれている。当然、降雨の解析には地域特性が表われてくるが、精度を高めるためには市町村の地方自治体区域ごと、あるいは地形、地質を考慮した一集水域ごとに降雨と災害の解析を行

なえば、よりよいことになる。

しかし降雨記録があったとしても、その局所的な地域で何回も起きていることはないので、かえって危険側に踏みこんだ結果を与えることが考えられる。統計処理のためには県単位ぐらいの広域にならざるを得ないが、この結果を基本として小地域の警戒避難基準を作るための、地域特性値を与えられるような要素の選択と点数配分に関する調査研究が必要である。

8. おわりに

地すべりなど土砂災害を防ぐためには、まず土砂災害の実態を知らなければならない。次に土砂災害の機構を理論的に考察するとともに、災害データの統計的な解析、シミュレーションおよび実験の予測の裏付けを加えて、土砂災害とはどういうものを理解する。ここではじめて土砂災害防止のための方策が検討できる。

数多くの行政関係者、研究者がこれらの基礎的な資料を整備し考察するための地道な努力を続けている。自然現象には、これが限度というものがない。降雨にしても、崩壊、流出土砂量にしても、いつも未曾有という言葉がつきまとう。確率論的な推定も必要なことであるが、山、斜面そのものを我々が完全に理解できるまでは、土砂災害についての予知、予測を完璧に行なうことはできない。

参 考 文 献

- 1) 中村二郎編：砂防地すべり急傾斜地崩壊防止施工法，山海堂刊，1978。
- 2) 藤田，板垣：地すべりの実態統計，その3，建設省土木研究所資料，1204号，建設省土木研究所刊，1977。
- 3) 建設省砂防部：砂防便覧58年版，全国治水砂防協会刊，1983。
- 4) 藤田寿雄：突発的な地すべり崩壊の発生をめぐる話題，土木研究所講演会，建設省土木研究所刊，1985。
- 5) 藤田寿雄：地すべり防止工の効果，土木技術資料，26-9，土木研究センター刊，1984。
- 6) 船崎昌継：地すべり災害発生状況について，地すべり技術，9-3，地すべり対策技術協会刊，1983。
- 7) 土砂災害調査研究会：昭和58年土砂災害の実態，砂防地すべり技術センター刊，1983。
- 8) 土砂災害調査研究会：昭和59年土砂災害の実態，砂防地すべり技術センター刊，1984。

の浸透は重要なものである。黒色泥岩は本来は不透水性のものであり、末風化の乱されていない黒色泥岩中には地すべりはむしろ発生しにくいものと考えられる。新潟県下の北部の黒色泥岩は一般に亀裂が少なく、このために地すべりを発生しにくいものと推定される。一方、県の南部の黒色泥岩は岩質のうえでは北部のものと比較できるような相違がないにもかかわらず、地すべりの発生が多いことは、その原因として岩質以外の要因を考える必要がある。

仲野（1964）は、泥岩の構成単位である粘土粒子の表面は水に難溶性の珪酸ゲルの薄い被膜に被われているが、造構応力により断層や亀裂が生じている泥岩は、この被膜が取れているため吸水膨張しやすいことを明らかにしている。筆者ら（1967）はかつて地すべりの調査ボーリングにより得られたコアを観察し、不動層中にも小断層あるいは亀裂が数多く存在することを知った。これらの傾斜角を測定したところ、その平均値は約 56° で、楨山（1966）による褶曲のモデル実験結果の値の 55° とほぼ一致している。このことから新潟県南部の過褶曲地帯では、泥岩中の小断層や亀裂が地すべりの素因となっているものと考えられる。したがって、地すべり面下の不動層中の小断層・亀裂の頻度分布等を統計的に検討すれば、その地すべり地のすべりやすさある程度把握することができよう。

一方、魚沼層群など若い地層では、椎谷層、寺泊層と比較すると構造運動による影響は少ない。したがって断層や亀裂の分布も少ない。同層群の地すべりは大半が旧期の一次地すべりであるが、層理面の影響を強く受けている。これは同層群では砂岩・礫岩などの透水層を泥質岩中に挟むことが多く、地層面に沿って多量の地下水が流下し、間隙水圧が増大するためと考えられる。同様の傾向は、灰爪層・西山層にも見られる。

魚沼層群では、地層傾斜方向と地すべり方向との角度差が大きくなるほど、図-2に示したように地すべり地塊の分布数は少なくなる。(岩永, 1974, 1975) 地層傾斜方向と一次地すべり方向との角度差が $0^{\circ} \sim 60^{\circ}$ のものを層すべり、同じく $61^{\circ} \sim 120^{\circ}$ のものを走向すべり、 $121^{\circ} \sim 180^{\circ}$ のものを逆層すべりとする、図-2に示した式によると逆層すべりの発生する確率は層すべりの $\frac{1}{10}$ 程度である。また信濃川右岸単斜構造の同層群分布地では、この傾向はさらに強

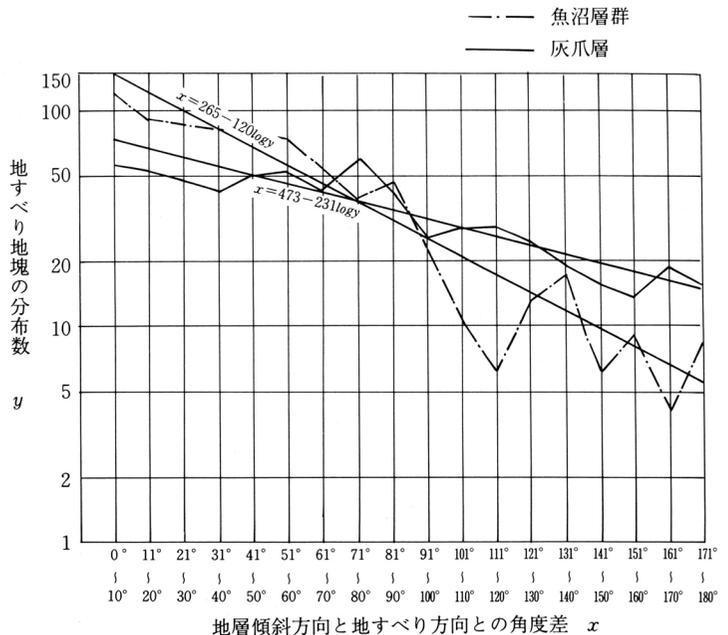


図-2 地層傾斜方向と地すべり方向との角度差と地すべり地塊の分布数の関係

調され、 $\frac{1}{30}$ 程度となる。灰爪層ではこの傾向はやや弱くなる（岩永 1976, 図-2 参照）。西山層分布地では栃尾市の南部では細粒砂岩を透水層とする大規模な旧期の層すべりがある。この付近の地質構造は比較的なだらかな盆状構造であり、構造的な乱れは少ないものと考えられる。それにもかかわらず大規模な層すべりが分布しているのは、細粒砂岩を通して地下水が供給されているためと推定される。なお、西山層分布地の地すべりは、一般には上記のような素因のほか、椎谷層・寺泊層と同じく断層・亀裂の影響も考えられる。

魚沼層群の分布地では一部に逆層すべりがあり、中には旧期の大規模な逆層すべりも存在する。これらは地下水を地すべり地内に供給する安山岩溶岩や段丘礫層・断層などが分布するところに顕著に見られる。灰爪層については魚沼層群ほど層理が明瞭でないことと、堆積年代がより古いため小断層や亀裂が多く、やや逆層すべりが多い（表-2 参照）。

上述のようなことから、魚沼層群の地すべり地では、とくに流れ盤で地すべりが生じやすいことが明らかになった。

3 地すべり運動型式の予測

3-1 粘土含有量による予測

現在発生している地すべりは、ごく一部の例外を除けば過去の地すべりの崩積土を移動物質としている。したがって崩積土の物性が地すべりの運動形式を支配しているものと想定される。筆者ら（1983）の検討結果によると、地すべり粘土（あるいは同粘土と母岩が同一の崩土）の塑性指数（I P）：および 2μ 以下の粘土含有量（C F）と地すべり運動型式とは密接な関係があることが明らかになった。このうち C F は、残留強度（ σ'_r ）とも密接な関係があることから、C F を地すべりの運動型式を支配する最も重要な因子と考えた。それで植村の分類にもとづいて、平均延性度を C F の平均値（ $\bar{C}F$ ）、延性度較差を C F の標準偏差（ $C F_s$ ）で代表させると、水の影響の大きい Flow 型を除いて、これにより地すべりの運動型式を予測することができる（岩永 1985）。例えば C F が小さい（大きい）ところでは Fall または Slide（Creep）型になりやすく、 $\bar{C}F$ 、 $C F_s$ ともに小さい（大きい）ところでは Fall（Creep）型になりやすい。

Flow 型は、急激に間隙水圧が上昇したことによる急激な沈下や崩れ落ちた土による急激な荷重増加により生じる。したがって上記の値のほか、地形・地下水条件や液状化の可能性を検討す

表-2 各累層別の地層面と地すべり方向との関係

地層名	全体の地すべりに対す割合 %			取扱った地すべりの数
	層すべり	走向すべり	逆層すべり	
魚沼層群	68	23	9	859
灰爪層	47	36	17	642
西山層	36	38	26	246
椎谷・寺泊層	32 (19)	43 (56)	25 (25)	620 (218)

- 注 1. 地層傾斜方向と地すべり方向とのなす角度差が $0\sim 60^\circ$ のものを層すべり。 $61^\circ\sim 120^\circ$ のものを走向すべり。 $121^\circ\sim 180^\circ$ のものを逆層すべりとした。
- 注 2. この表は、縮尺 $1/50,000$ ないし $1/1,000$ の地形図および地質図をもとに作成した。
- 注 3. () は富倉背斜付近のもので一部は椎谷・寺泊層全体の地すべり数の中に含まれる。

るための崩土の粒度分布などについて検討する必要がある。しかし、CF - CFs の値が大きい場合にはFlow型になったとしても運動速度は遅く危険度は小さい。図-3は新潟県の地すべり地の運動型式と2μ以下の粘土含有量の関係を示したもので、運動型式はCFsよりもCFの影響を受けていることがわかる。

泥質岩の分布する地すべり地でCF - CFsを試算した結果、この値は東頸城郡や中頸城郡で大きく、新井市および糸魚川市、西頸城郡では小さい

(表-3参照)。この値と地すべり歴を結びつけて考えると、一般にこの値が20以下のところでSlideおよびFall型の地すべりを生じやすく危険である。

3-2 地表傾斜と臨界傾斜による予測

新潟県下の泥質岩を母岩とする地すべり地は、一般に地下水位が高く、融雪期にはほぼ地表に達することが多い。しかし、魚沼層群のように砂礫を頻繁に挟有する地層と異なり、被圧水が地表に噴き上げてくるような例は少ない。また、泥質岩の分布地では、くりかえし地すべりを生じているので、地すべり土塊のせん断強度は残留強度まで低下している例が多い。

上記のことから泥質岩分布地の地すべり地では、地下水が地表面まで飽和し、せん断強度が残留強度にまで低下した場合が最もすべりやすいものと考えられる。この場合の安全率は下式で表すことができる。

$$F_s = \left(1 - \frac{1}{\rho t}\right) \frac{\tan \phi' r'}{\tan \alpha} \dots \dots \dots (1)$$

ここに、Fs = 安全率

ρt : 土の単位体積重量 (tf/m³)

φ' : 残留強度 α : 地表傾斜

上式でFs = 1.0以上の斜面は将来とも安定である。逆にFsが1.0を大きく下まわるような斜面では、せん断強度の低下や間隙水圧の上昇により地すべりを生じやすい。このことから上式でFs = 1.0の場合の地表傾斜をその地すべり地での臨界傾斜と呼ぶことにする。

表-3に新潟県の地すべり地について上式にもとづく安全率と臨界傾斜の試算例を示す。なお、一般に地表傾斜は小さいので、tan φ' / tan α ≐ φ' / αとして試算した。この結果、地域別に見ると新井市と西頸城郡、糸魚川市で上式による安全率が小さい地すべり地が多く、2μ以下の

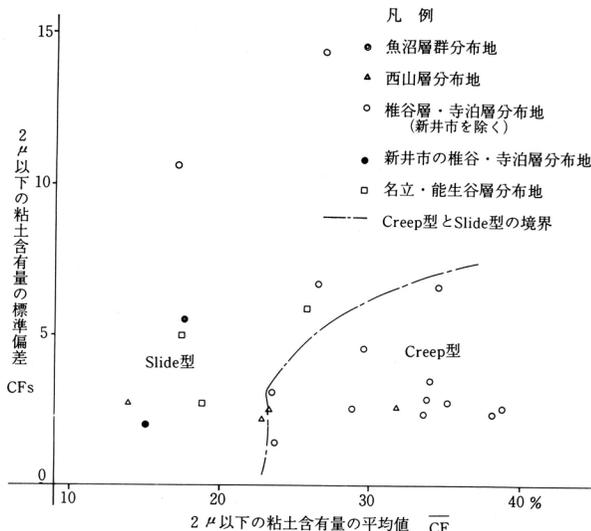
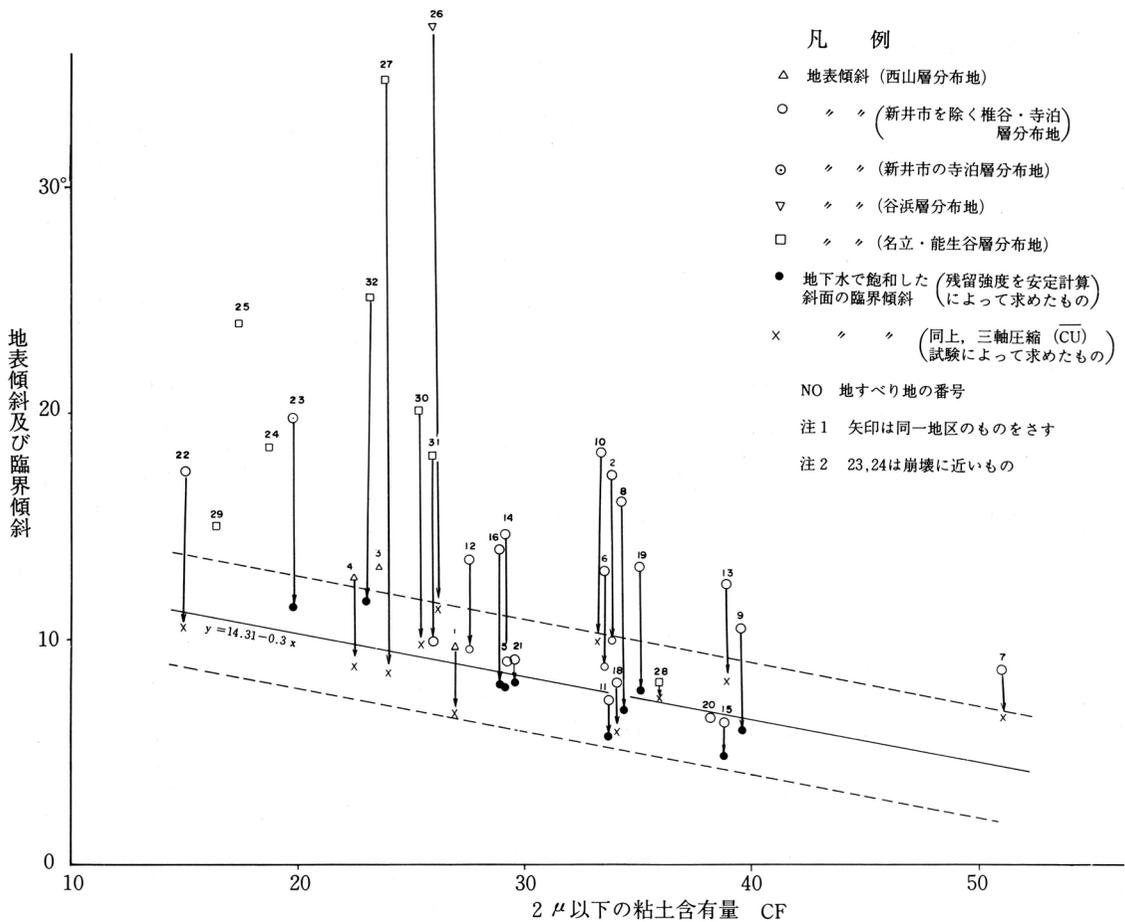


図-3 地すべり運動型式と2μ以下の粘土含有量の関係

表-3 地すべりの危険度の試算例

場所	地層名	運動型式	地表傾斜 α°	残留強度 $\phi r'$	湿潤密度 $(g/cm^3)\rho_s$	$(1-\frac{1}{\rho_t})\frac{r'}{\alpha^2}$	臨界傾斜 α_c	2 μ 以下の粘土含有量(平均値) %CF	同標準偏差 CF _s	CF- CF _s	液性限界	地すべり歴等		
1	栃尾市	西山	Slide	9.5	17.0 (test)	(1.63)	0.69	6.58	27.00	-	-	70.7	S56年春に3~4m移動	
2	古志郡古志村	椎谷	Creep	17.0	22.5 23.2 (test)	(1.80)	0.59	10.00	34.00	-	-	96.8		
3	柏崎市	"	"	13.0	-	-	-	-	23.50	3.03	20.47	-	S25年、急激に10m移動	
4	東 頸 城 郡	松之山町	西山	Slide	12.5	22.6 (test)	(1.63)	0.70	8.75	22.67	2.18	20.44	79.2	
5		"	椎谷	Creep	9.0	19.0 (test)	(1.80)	0.94	8.46	29.3	-	-	84.4	緩慢な移動
6		"	寺泊	"	13.0	19.1 (test)	(1.83)	0.57	8.67	33.60	2.40	31.20	76.0	S56年春に2~3m移動
7		"	"	"	8.5	14.0	(1.83)	0.75	6.35	51.0	-	-	145.3	緩慢な移動
8		安塚町	椎谷	Slide	16.0	15.2	(1.80)	0.42	6.8	34.0	-	-	63.2	S58年、60年比較的急激に動く
9		"	寺泊	Creep	10.0	12.86	(1.83)	0.58	5.84	39.7	6.68	27.62	96.8	72.6
10		"	"	"	18.0	21.4 (test)	(1.83)	5.54	9.72	33.5				
11		"	椎谷	"	7.0	11.3	1.86	0.74	5.22	33.81				
12		浦川原村	寺泊	Slide	13.5	22.8	1.74	0.72	9.69	27.80	-	-	86.6	S33、34年頃活発に動き荒廃
13		牧村	"	"	12.0	17.0	1.83	0.64	7.72	39.00 40.00	-	-	64.1	粘潤型に近い移動する
14		"	"	"	14.5	18.5	1.73	0.54	7.81	29.20	-	-	65.8	S27~28年頃、崩壊型地すべりあり
15		"	"	Creep	6.0	9.9	(1.83)	0.75	4.49	38.88	2.57	36.31	85.6	S38、56春に緩慢に移動
16		吉川町	"	"	14.0	18.0	1.74	0.55	7.65	29.10	-	-	71.5	S44年9月民家全壊、やや急激な移動
17		中清里村	"	"	7.0	-	-	-	-	34.13	3.52	30.61	110.0	緩慢な移動
18		頸板倉町	"	"	8.0	12.5	(1.83)	0.71	5.7	34.5	-	-	105.6	"
19	板倉町	"	"	13.0	16.0	1.88	0.58	7.49	35.27	2.78	32.49	92.4	"	
20	郡	"	椎谷	"	6.0	-	-	-	38.16	2.36	35.80	72.0	"	
21	"	寺泊	"	9.0	16.5	1.91	0.87	7.85	29.58	4.58	25.00	65.7	緩慢時にやや急激な移動あり	
22	新井市	"	Slide	17.5	23.3	(1.83)	0.60	10.58	15.04	1.99	13.05	48.8	S53年急激な崩壊あり、川を埋める県道交通止	
23	"	"	"	19.8	25.0 (21.0)	1.83	0.57	11.35 (9.53)	19.80	-	-	60.4	S45、49年、急激に移動し川を埋め県道交通止	
24	上越市	名立	"	18.5	-	1.68	-	-	18.8	2.76	16.04	-		
25	西 頸 城 郡	名立町	能生谷	"	24.0	-	-	-	17.38	5.03	12.35	50.5	S46年、幅40~80m、長さ250mの崩壊地すべり	
26		"	谷浜	"	37.0	27.8	(1.7)	0.31	11.45	26	-	-	68.6	
27		"	名立	"	35.0	20.3	(1.7)	0.24	8.36	24	-	-	67.4	
28		能生町	"	Creep	8.0	17.7	(1.7)	0.91	7.29	36	-	-	82.1	
29		"	能生谷	Slide	15.0	-	1.58	0.48	-	16.40	-	-	-	S22年急激に発生、死者12名
30		"	"	"	20.0	20.1	1.90	-	9.53	25.67	5.97	19.70	66.3	大正年間に急激に移動し民家数軒被災
31	"	"	"	18.0	22.18	(1.81)	0.55	9.94	26.00	-	-	40.4	S57年急激に移動し、県道が被災する	
32	糸魚川市	"	"	25.0	26.01	1.81	0.47	11.65	12.00	-	-	60.6	100年前 急激に移動	

註 (test) は三軸圧縮試験(CU)による。
 ρ_t の() は各地層の平均値



図一四 2 μ以下の粘土含有量と地表傾斜・臨界傾斜の関係

粘土含有量による危険度の判定と同様の結果を示している。

地表傾斜と臨界傾斜については図一四にも示したが、両者の値を比較すると、ところによっては大きな差がみられる。このようなところでは、土の強度の残留率が大きいか、あるいは地下水位が低く、今後土の強度が徐々に低下した場合や、間隙水圧が急激に上昇した場合には非常に危険な斜面となる。このようなところでは、地下水位を観測して豪雨時や融雪時の水位上昇を把握しておく必要がある。逆に地表傾斜が臨界傾斜に近い地すべり地では、土の強度がほぼ残留強度に達しているうえ、地下水位も常に高く、今後大きな移動を生じないものと考えられる。

全体的な傾向をみると、地表傾斜と臨界傾斜の差は、Creep型が $1^{\circ} \sim 10^{\circ}$ 、Slide型が $7^{\circ} \sim 15^{\circ}$ 、Fall型が 20° 以上を示している。また、(1式)による安全率も一般に前者ほど大きい。このような傾向は、Creep型では慢性的にくりかえし地すべりを発生しているのに対し、Fall型では発生頻度が低いと推定される。上記の運動形態の差は母岩の風化の難易によるものと考えられるが、その指標となるとされている土の液性限界と地すべりの運動型式との関係を見ると、図一五に示したようにCreep型では液性限界が高く、Slide型、Fall型では低い。また、同図による

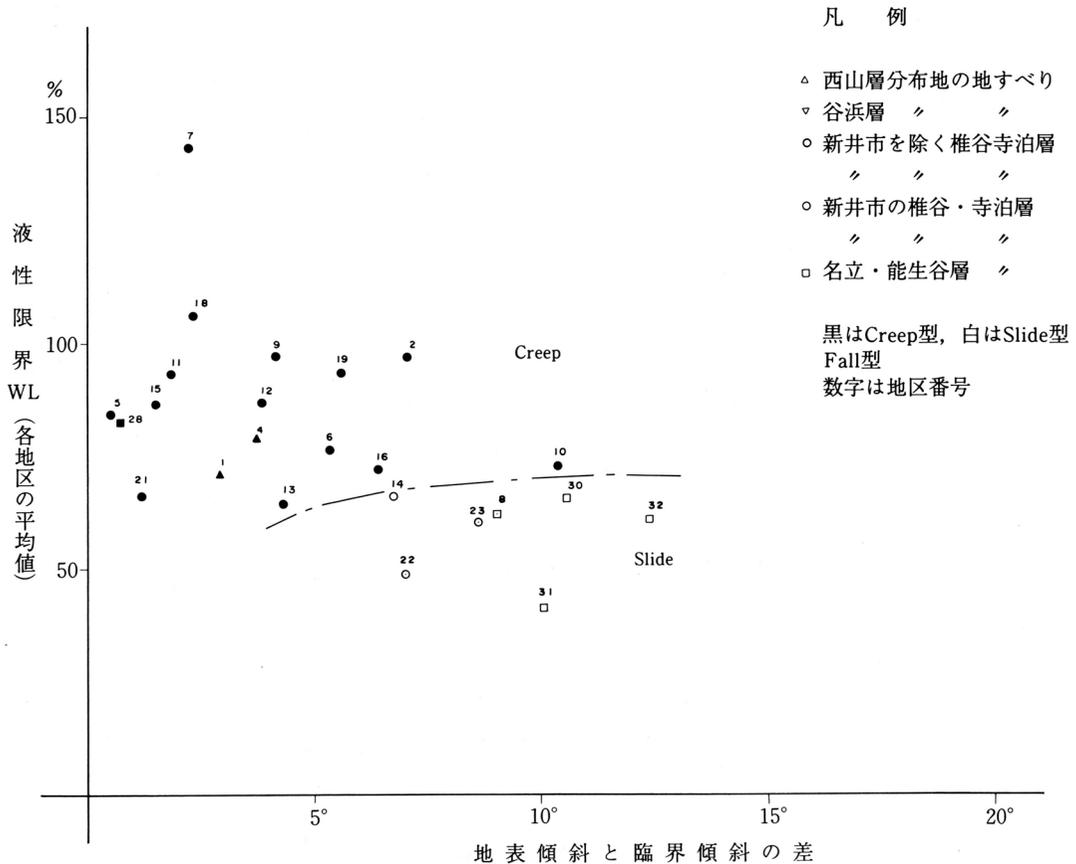


図-5 地表傾斜と臨界傾斜の差および液性限界の関係

と液性限界が高いものほど地表傾斜と臨界傾斜の差が小さい傾向がある。

4 富倉背斜付近の泥質岩分布地での例

4-1 概 要

上述の考え方にしたがって、新潟県中頸城郡清里村から新井市にかけてのいわゆる富倉背斜に沿った地すべり地域について検討した結果を述べる。同背斜は北々東方向に向き、軸面が西に傾倒した非対称の褶曲構造で、地層の大局的な分布を規定している (中村 1982)。背斜軸を中心にして椎谷層・寺泊層が分布し、多数の地すべり地が密集している (図-6, 7, 8 参照)。

代表的な地すべり地としては、東戸野、釜塚、段子差、猿供養寺、馬場、上小沢、八幡、葭尾沢などがある。この地域の地すべりの北側地域で緩慢な Creep 型、南側地域で急激な Slide 型の運動型式を示すことと、特徴は地すべり方向が背斜軸に平行なものが多いことである。したがって地すべりの運動型式と土質・地質構造との関係を検討するのに適している。以下に本地域における上記の関係について述べ、さらにこれらの結果から地すべりの危険地の分布について言及する。

4-2 地すべりと土質との関係

本地域では前述したように北側地域と南側地域では地すべりの運動型式が異なっている。この原因を明らかにするために土質の分布について検討した。図-9は長沢川を起点として、背斜軸上の北側への距離を横軸とし、地表傾斜、安定解析の逆算によって求めた残留強度、地すべり崩土および粘土の 2μ 以下の粘土含有量、塑性指数、液性限界を縦軸にとってこれらの関係を示したものである。

同図によると地すべり地の地表傾斜は北側ほど緩く、南側では $15^{\circ}\sim 20^{\circ}$ を示すのに対して、北側では 10° 前後を示している。このことから一般に南側ではSlide型、北側ではCreep型の地すべりが発生しやすいことがわかる。また、これに対応して残留強度も南側では $20^{\circ}\sim 25^{\circ}$ を示すのに対して、南側では $10^{\circ}\sim 15^{\circ}$ と低くなる。 2μ 以下の粘土含有量は残留強度および地表傾斜と逆相関し、南側では20%前後と少なく、北側では20~40%と多い。塑性指数および液性限界は粘土含有量と同様に逆相関するが、ややバラツキが大きい。しかし、全体的な傾向としては、南側では塑性指数が20~45、液性限界が50~70%と低く、北側では前者が40~80、後者が70~110%と高い値を示している。

上述のように南側地域と北側地域では土質が異なり、北側ほど細粒で高塑性の粘土が分布していることが明らか

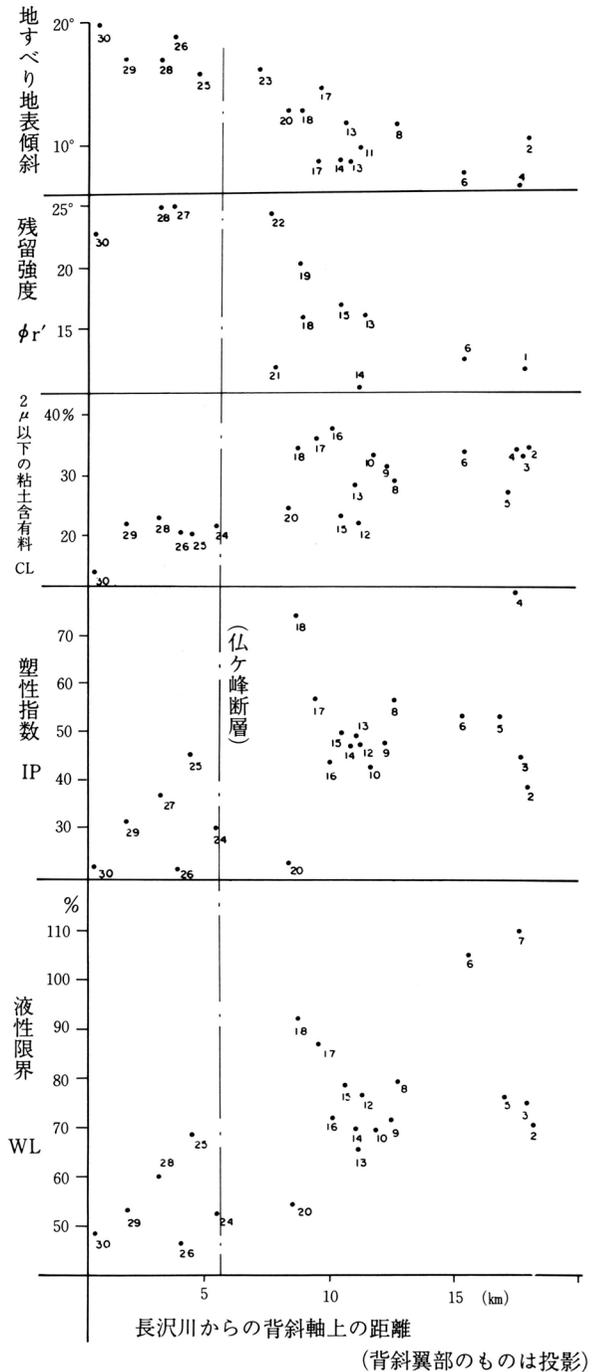


図-9 富倉背斜付近の地すべり地の土質

になった。それにともなって北側ほど地すべり粘土の残留強度が小さく、地表傾斜が緩くなっている。このような土質の相違を生じた原因としては、堆積物が本州中央部の隆起帯から供給され、供給源の近くでは粗粒物質が堆積し、遠くでは細粒物質が堆積したためと考えられる。

図-8には寸分道川付近にある胴切断層（仏が峯断層）の位置を記入したが、この断層を境に南と北では土質が異なっている。同断層による基盤のブロック運動が土質の相違、ひいては地すべり運動型式の相違をもたらしているものと推定される。

4-3 地すべりと地質構造との関係

本地域には背斜軸に平行な小断層が顕著に発達するが、地すべりもその影響を受けて地層走向方向のものが著しく多い。図-10は地域別に地層の走向と一次地すべりの地すべり方向（地表傾斜方向）との関係をまとめたものであるが、両方向の交差する角度が $0^{\circ}\sim 30^{\circ}$ のものが全体の地すべりの56.4%を占めている。また、このうち流れ盤側のものが74%を占めているが、これは正断層が多いことや断層のほか地層面の影響を受けているためと考えられる。

地域別にみると、別所川と大熊川の間地域がやや異なった傾向を示し、必ずしも地層走向方向の地すべりが多くなく、むしろ地質構造とは関係なしに地すべりが生じているように見受けられる。これは安山岩からなる丈ヶ山が地下水の供給源となり、同山を中心に放射状に多数の地すべりが発生しているためである。

表-4は、地層面と地すべり方向との関係を示したものである。この表によると、走向すべりに次いで逆層すべりが多い。逆層すべりが多いのは背斜軸付近で、とくに楡池川と別所川の間には大規模な逆層すべりが分布していて特徴的である。

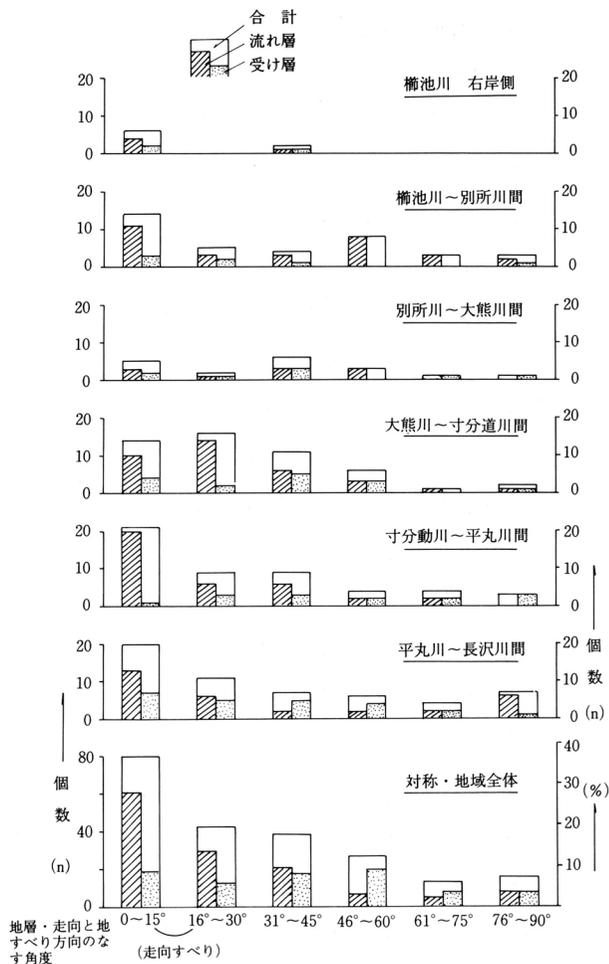


図-10 富倉背斜付近の地層走向と地すべり方向との関係

表-4 地層面と地すべり方向との関係

	層すべり	走向すべり	逆層すべり
数	41	123	54
比率%	18.8	56.4	24.8

5 ま と め

新潟県下の第四系と新第三系の泥質岩および砂岩・泥岩互層分布地域には多数の地すべりが分布している。同地域の一次地すべりの発生機構について考察すると、二つのタイプに区分することができる。すなわち、西山層よりも新しい地層では、地層面に沿った地下水の間隙水圧により地すべりが生じたものと推定される。また、西山層よりも古い地層では、褶曲時の応力による小断層や亀裂が地層を脆弱化し、裂力水による間隙水圧が地すべりの誘因となったものと考えられる。西山層の地すべりは両者の中間的なタイプである。

以上のことから、西山層よりも新しい地層では流れ盤、古い地層では褶曲による小断層や亀裂の多い所で地すべりを生じやすい。したがって地質構造を精査することによって、ある程度地すべり発生の可能性を判断するための資料が得られるであろう。

地すべりの危険度はその運動型式によって異なるが、 2μ 以下の粘土含有量や液性限界、地表傾斜と臨界傾斜の差から、地すべりが発生した場合の運動型式をある程度予測することができる。すなわち、粘土含有量の平均値から標準偏差を引いた値が20以上の場合や、液性限界が70%以上の場合にはCreep型になりやすく、このほかの場合にはSlide型またはFall型になりやすい。また、地表傾斜と臨界傾斜の差が 10° 以下の場合にはCreep型、 $10^\circ\sim 20^\circ$ の場合にはSlide型、 20° 以上の場合にはFall型になりやすい。

魚沼層群など砂質岩を挟有する地層の分布地で発生するFlow型地すべりは、液状化しやすいかどうかを判定するための粒度分析やコンシステンシー試験のほか、地質構造や集水面積を検討することにより地すべり発生の可能性を知ることができる。なお、当然のことながら地下水位などの観測も行なえば精度はよくなる。

以上のような方法で、地すべりが発生した場合の運動型式を予知することができれば、ある程度地すべりの危険度を予知する目安となる。現在のところ新第三系の泥質岩の分布地では、糸魚川市、西頸城郡、新井市、東頸城郡松代町北部などの地すべりが運動速度が速く危険と考えられる。

参 考 文 献

- 岩永 伸， 1974：新潟県下に分布する魚沼層群の地すべりと地質構造の関係について(1)，地すべり，VOL 21，No 3。
- ， 1975：新潟県下に分布する魚沼層群の地すべりと地質構造の関係について(2)，地すべり，VOL 21，No 4。
- ， 1976：灰爪層地すべりの概要 とくにその統計解析結果について 新潟大学理学部地質学鉱物学教室研究報告，第4号（西田彰一教授退官記念論文集）
- ，野崎 保， 1983：新潟県下地すべり多発地域の土質について(1)，地すべり，VOL 20，No 1。

- , —— , 1983 :新潟県下地すべり多発地域の土質について(2), 地すべり, VOL 20, No. 2。
- , —— , 1985 :新潟県高田平野南方地域における地すべり地域の地質と土質, 第24回地すべり学会研究発表予稿集。
- , 1985 :地すべり危険度の土質による判定方法について— 新潟県の地すべりを例として— 地すべり, VOL 22, No. 2。
- 槇山次郎, 1966 :地質構造との関連, 日本材料学会編「岩石力学とその応用」。
- 中村和義, 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, 地質学雑誌, VOL 88, No. 3。
- , 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2, 地質学雑誌, VOL 88, No. 5。
- 仲野良紀, 1964 :由比地すべり母岩(泥岩)の軟弱化と物性の変化について(その2)—軟弱化に伴う物理性, 力学性の変化と泥岩の結合力の本性について—
- 津田禾粒, 岩永 伸, 西田彰一, 1967 :第三紀層地すべりと岩質および地質構造との関係 — 新潟県下の第三紀層地すべりについて — 災害地質討論会論文集, 日本地質学会。
- 植村 武, 1980 :地すべり考, 災害科学総合研究班, 研究成果普及版, 「自然災害と水 — そのひきがねとなる水 — 」