

1 地すべりと地質

1.1 地形・地質概要

新潟県の大部分は新発田-小出線を東縁とする北部フォッサマグナ地域に位置しており、県中央部から西部にかけては、一部に火山あるいは火山岩類が分布しているものの、主に新第三紀中期中新世から第四紀にかけての軟質な堆積岩類で占められている。このため平野部を除けば概ね丘陵性の山地となっており、口絵の新潟県の地質と地すべり分布図に示されているように新潟県下において発生する地すべりの大半はこの地域に集中している。なお、新潟県の地質系統および地史の概況は表.1 に示したとおりである。

のような地質構造は、第四紀における地形の形成を規制し、河川や稜線等の方向性にも顕著に反映されている。ただ南部の松之山周辺にはドーム構造が発達し、米山周辺にはややまとまった火山岩類が分布しており、それぞれにこのような地質条件を反映した地形や地すべりが見られる。

一方、高田平野より西方の西頸城堆積岩分布地域(表.1の西部地域)においては概ね南北方向の褶曲構造となり、波長が数kmから10kmと長く、県央地域の場合よりも規模が大きくなっている。また、この地域の褶曲は北に向かって緩く沈む形となっており、南部には中期中新世以前の堆積岩類が分布している。また、一部に火成岩類の貫入岩体や火山岩が分布することもあって、県央地域よりも谷が深く地形勾配が大きい傾向にある。

衆知のようにフォッサマグナの西縁は糸魚川-静岡線によって区切られており、これより西側の富山県境および長野県境にかけては、飛騨外縁帯に属する先第三系の多種多様な岩石が分布している。また、この地域は青海・蓮華結晶片岩や青海石灰岩その他の古生層が蛇紋岩と共に蛇紋岩メランジュを構成し、中生代の来馬層群の堆積岩類がこの蛇紋岩メランジュを基盤として堆積している。蛇紋岩メランジュの中にはこの地域特有の地すべりが多くみられる。さらに、一部には古第三系の太美山層群相当層の火山岩類がこれらの中・古生層を被って分布し、多くの断層が交錯するためなお複雑な地質構造となっている。その上、本地域は北アルプスが日本海に没する位置にあって地形が急峻であり、古くから親不知・子不知の名で知られる交通の難所となっている。

県北の村上市付近から南南西方向に向かって六日町付近にかけては、新発田-小出線が走っており、この断層線を境に東側の地域は地形・地質共に県央地域とは明瞭な相違が見られる。すなわち、東部地域は中・古生層や深成岩類等の基盤岩類が広く露出しており、その間を埋めるように中~下部中新統の堆積岩類および緑色火山岩類(いわゆるグリーンタフとして総称されている。)が分布し、山岳地帯となっている。本地域では地すべりの分布は少ないが、中新統分布地域において比較的規模の大きな地すべりが見られる。

佐渡島は中央の国中平野を挟んで、北側の大佐渡山地と南側の小佐渡山地が北東-南西方向に並走しており、国中平野周辺と島の西端部には見事な海岸段丘が発達している。地質は大半が中~下部中新統の火山岩類からなるが、一部に堆積岩類の分布も見られる。花崗岩や中・古生層等の基盤岩類は大佐渡の北端部と小佐渡の本土側に小規模に分布する。佐渡島には、旧期の大規模地すべり地形は別として、あまり大規模な地すべり地は見られず分布も少ないが、小佐渡側にやや多く分布する傾向が見られる。

時代	10 ⁴ 年	西部地域	中部地域	東部地域	佐渡地域	県内	
新 生 代	第 四 紀	完新世	焼山	沖積層・砂丘堆積物・沖積段丘堆積物		沖積平野の形成 段丘の形成 海水準変動	
		更新世	妙高火山	低位段丘堆積物			
	新 世	中		中位段丘堆積物・古砂丘堆積物		山地の急激な上昇	
			高尾火山	高位段丘堆積物・矢代田層			
	前		苗場・飯土	守門・浅草火山		第四紀火山 山地の上昇 褶曲の完成 潟成-扇状地性堆積物 海退	
		魚沼層	小国層 塚山層	灰爪層	沢根層		
	鮮 新 世	510	後	谷浜層	西山層	河内層	潟成-扇状地性堆積物 海退 広域的隆起 隆起の始まり
			前	名立層			
	新 世	中	後	川詰層	椎谷層	山田川層	フリッシュ堆積物
			能生谷層		寺泊層	中山層 野田山層	
新 世	中	前	飛山層		鏡子層	泥岩の堆積 沈降 玄武岩の噴出 海退、バイモーダル 火山活動 沈降(トラフの形成)	
		紫雲谷層	七谷層	津川層 城内層	下戸層		
紀 世	前		三川層	温海(岳)層 北小国層	金北山層 真更川層 相川層	(日本海の拡大) 陸弧での陸上 火山活動	
		太美山層群		入川層			
中 生 代	古第三紀	6500		花こう岩類	朝日流紋岩	陸上火山活動 花こう岩の貫入 陸上火山活動	
	白亜紀	14400	手取層群			湖成堆積物 蛇紋岩の定置 (ナップ) 低角衝上運動 海成層 (堆積性メランジ)	
	ジュラ紀	21350	来馬層群	ジュラ紀 三疊紀層	奥利根層		
	三疊紀	24800					
古 生 代	二疊紀	28600	青海石灰岩	二疊紀層	石灰岩	海成層 (堆積性メランジ) 蛇紋岩複合岩体 (メランジ) 礫性石灰岩(海山)	
	石炭紀	36000	青海変成岩				
	デボン紀					広域変成作用	

表.1 新潟県の地質系統および地史(新潟県、1989)

高田平野より東方の県央地域(表.1の中部地域)の褶曲構造は、概ね北東-南西方向、すなわち、いわゆる新潟油田方向のトレンドに支配されている。また、褶曲軸は一般に水平で波長が4~5km以下と短く、軸長の短い褶曲軸が多数並走あるいは雁行している。こ

1.2 地質と地すべりの関係

(1) 地すべり分布の地域性と地質系統

植村 (1981,1982) は、新生代後期の地殻運動と新潟県下の新生代層地すべりとの関係を4つの区域に分けて論じ、新潟県下の地すべり分布は地質構造区との整合性が高いことを指摘した。しかし、これは新生代後期の地殻運動との関係を重点に論じられたものであり、中・古生層やグリーンタフ地域の地すべりについては十分に論じられていない。そこで、ここではその一部を改編すると共にさらに1地域を追加したA~Eの5地域とし、各地域の地すべり特性についてまとめてみた。図.1は新潟県の大まかな地質系統区分を示すとともに5地域の大まかな区分を示したものである。

個々の地域の地質と地すべりの関係は植村の考えを参考に、以下のようにまとめられる。

地域A：もっと著しい地すべり分布地域。地形的には丘陵、地質的には泥質岩優勢の第三系(泥質系)。更新世中期に褶曲。

地域B：地すべり貧~中発地域。地形的には低い丘陵および低平地。地形的には魚沼層群およ

びそれ以新の地層(礫質系)。更新世中期以後、非褶曲性の隆起・沈降運動。

地域C：地域Aに次ぐ地すべり多発地域。地形的にはやや高い山地。地質的には泥岩優勢の第三系が主体(泥質系)。鮮新世中期頃褶曲。更新世以後山地形成運動。

地域D：糸魚川-静岡線以西を除き地すべり無発地域。地域的には山地と内陸盆地。地質的には中・古生層、花崗岩類。褶曲は微弱で更新世中期以後、山地形成の地塊運動。糸魚川-静岡線以西地域は地すべり少~中発地域。地形的には高い山地。地質的には蛇紋岩メランジュ帯を含む中・古生層地域。

地域E：地すべり少~中発地帯。新潟県東部D地域中の一部および佐渡地域で、主に火山岩優勢の第三系(グリーンタフ系)。褶曲は微弱で更新世中期以後、山地形成の地塊運動。

(2) 地質系統による地すべりの特徴

一般には、新潟の地すべりは慢性的なクリープ滑動を繰り返すいわゆる粘稠型あるいはクリープ型と呼ばれるタイプの地すべりと考えられがちである。実際に、発生数あるいはその占有面積からすれば、新潟県下においてはこのようなタイプに属する地すべりが多いのも事実である。しかし、地すべりの発生要因は、その材料物質である母岩の物性および地質構造・地形・気象条件等によって微妙に異なっており、新潟県下においても様々なタイプの地すべりが見られる。

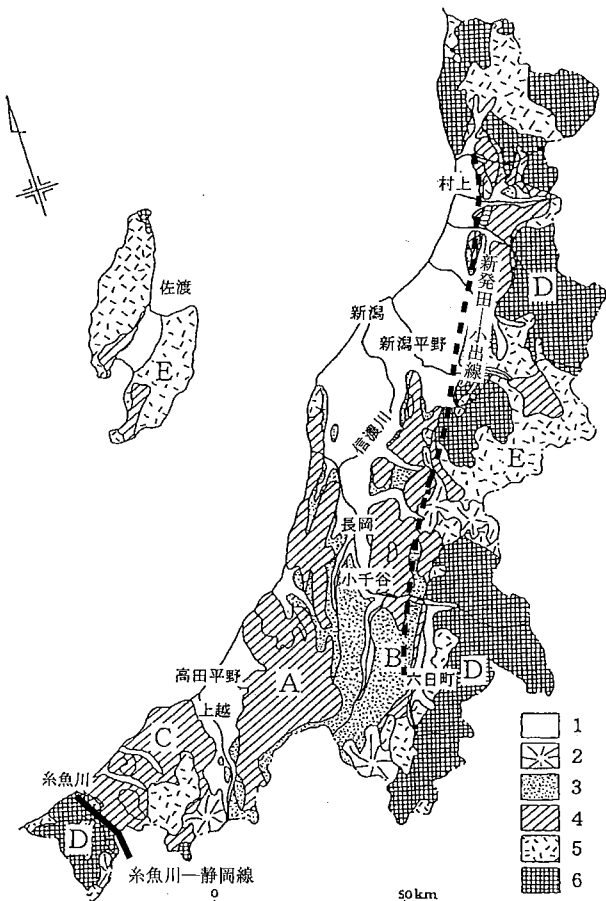
新潟県下の地すべりは、地すべり層の地質系統あるいは地域性によって概ね上記の5地域に分けることができる。以下にはこれら5地域の地すべりの特徴について記述する。これらのうちA~Cの3地域については、地質および地すべりの概況を表.2にまとめて示す。なお、新潟県下の地層別地すべり面積比を図.2に、地層別面積比とその地層における地すべり面積比を図.3に示す。

以下の記述の中で、「」で示された地すべりは本冊子に掲載されているものである。また、地すべりの分類は基本的に植村(1975)にしたがった。

1) 地域A：県央・新第三紀後期堆積岩地域

本地域の主要な地すべり層となっている地層は、下位から寺泊層・椎谷層・西山層・灰爪層である。なお、表.1に示すように、最近の研究成果では灰爪層は下部更新統となっているが、その分布地域が、新第三系分布地域と重複し、泥岩主体の岩相も似通っていること、さらに本層は古くから魚沼層群の地層とは区別して扱われてきた経緯もあって、ここに含めて記述することにする。

寺泊層は小千谷市南方の魚沼地域を除いて県央地域に広く分布している。模式地周辺では泥岩が優勢な砂岩泥岩互層であるが、中頸城および東頸城地域の地す



凡 例

- 1：完新統 2：第四紀火山岩類 3：第四紀堆積岩類
- 4：中部中新統~鮮新統 5：中~下部中新統 6：先第三系

図.1 新潟県の地質系統区分図

べり密集地帯においては主に塊状の黒色泥岩層からなる。また、松之山ドームの中心部には本層下部に相当する凝灰岩層が分布している。本層には一般にCreep型の地すべりが多く、「松之山」地すべりはその典型的な事例である。しかし、南部の新井市周辺ではSlide型のものもあって「八幡」地すべりを含む平丸川の両岸には同一斜面内にSlide型・Creep型・Flow型が混在するように分布している。また、「宇津俣」もこれと似たような発生経歴の地すべりである。本層分布地域では相対的に規模の大きなものが多いが、移動速度が緩慢であることから人的な被害におよぶケースは少ない。本

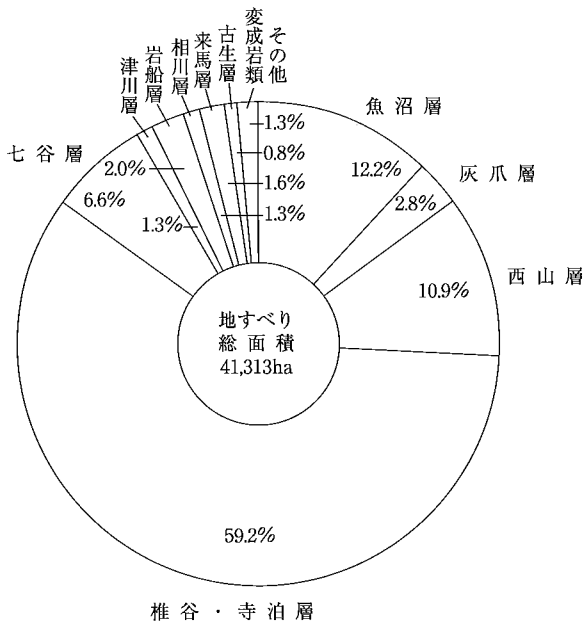


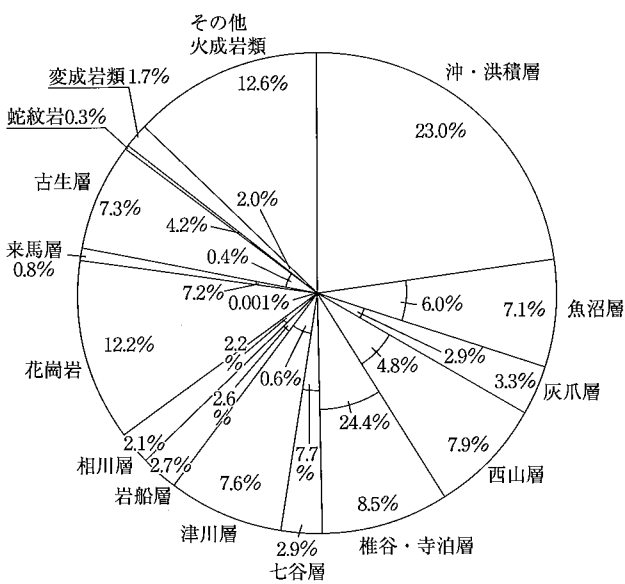
図.2 地層別地すべり面積比 (福本、1987)

層中の地すべりは、移動方向が走向方向に一致しているものが多い傾向にある。これはそうした構造規制によって形成された現在の地形条件によるものであって、必ずしも地質要因に左右されたものとは限らないように思われる。なお、「東野名」の地すべり層は一部七谷層相当の地層が含まれているが、これも主に寺泊層相当の泥岩層である。

椎谷層は寺泊層と整合関係にあり、これを取り巻くようにほぼ同一地区に広く分布している。模式地を含む北部地域では一般に砂岩泥岩の有律互層を主とするが、南部地域では寺泊層のそれに酷似した無層理塊状の泥岩が主体となる。このため地すべりは泥岩主体の南部地域により多く分布しており、寺泊層同様にその分布密度は極めて高くなっている。このように寺泊層と類似した地質条件のために南部地域では「水梨」地すべりや「壑谷」地すべりのようなCreep型の地すべりが多い。しかし、「蓬平」のように北部地域では砂岩泥岩互層の発達するところがあり、Slide型に近い地すべりも見られる。本層でも相対的に流れ盤地すべりよりも走向方向の地すべりが多く、受け盤型の地すべりも見られる。なお、「板倉」(釜塚・段子差)地すべりは、主に椎谷層相当の泥岩層中に発生している巨大な岩盤地すべりである。また、これに隣接する「猿供養寺」地すべりは、建設省土木研究所の試験地として長く利用され、故高野秀夫博士を初めとする多くの研究者による研究報告がある。

西山層は一部で下位層を不整合に覆うところがあるが、盆地の中心部では椎谷層に整合にのっている。北部の西山油帯や中央油帯と呼ばれるかつての油田地帯では、本層は下位の浜忠層と上位の西山層に二分されている。浜忠層は薄い細粒砂岩と泥岩の有律互層であり、凝灰岩を挟有するところもある。しかし、その他の地域では一般に塊状の泥岩が優勢な地層である。本層の分布域においても規模の大きな地すべりが多く発生するが、上記の2層よりはやや発生頻度が低くなっている。また、地層の褶曲構造との関係では受け盤型のものがやや少ないものの、走向方向のものが流れ盤型のものと同程度の割合で発生している。地すべりの運動型式は様々であり、上記の2層のように必ずしもCreep型が多いわけではなく、「蓮野」および「木入場」地すべりのようにSlide型として発生し、末端部では泥端部では泥流化 (Flow型) して下方の河川を閉塞し地すべりダムを形成しているものもある。

灰爪層は上記のように下部更新統であり、県央地域中央部の八石油帯では魚沼層群と指交している。下位の西山層との関係は模式地の西山ではオーバーラップ不整合とされている。全体の面積としては広くないが、県央北部～中央地域に広く分布している。一部石灰質砂岩からなるが、主に層状あるいは塊状の砂質シルト岩からなる。本層では比較的流れ盤の地すべりが多い



外側の数字は地層分布面積の比率
内側の数字はその地層中の地すべり面積の比率

図.3 地層別面積比とその地層における地すべり面積比 (福本、1987)

地域	地層名	分布および層相	地すべり状況
県 央 地 域	魚沼層群	上部鮮新統～中部更新統。県央東部地域において最も広く分布する。泥岩層の優勢な箇所も少なくないが、一般に固結度の低い砂岩あるいは礫岩と泥岩の互層を主体としている。	現代の新时期地すべりは一般に小規模であるが、古い大規模な地すべり地形の残されているところが多く、初生地すべりの多くは相当に大規模なものであったことが窺える。本層群分布地域の地形は地質構造に強く支配されており、流れ盤の地すべりが60～70%を占めている。本層群中の地すべりはその規模の割には移動速度が速く人的な災害を伴うものが少なくない。例えば、昭和44年4月に発生した水沢新田地すべりなどはその典型的な事例である。
	灰爪層	全体としての分布面積は広くないが、北部地域に比較的広く分布している。一部に砂岩層を挟有するものの、一般には層状あるいは塊状の泥岩層からなる。	魚沼層群ほどではないが、比較的流れ盤の地すべりが多い。一般に地すべりの規模が小さく、他の地層に比較して地すべりの発生頻度も低いが、背斜軸上の地すべり地塊には規模の大きいものもみられる。
	西山層	県央西部から北部地域に広く分布する。砂岩泥岩互層などの発達する箇所もあるが、一般には塊状の泥岩が優勢な地層である。	上位2層に比較すると地すべりの頻度および規模共に大きくなる。流れ盤の地すべりがやや少なくなり、走向方向の地すべり（移動方向が概ね地層の走向と一致しているもの）と同程度の割合で発生しており、受け盤の地すべりも20%以上に達している。地すべりの運動型式は様々であるが、長野県境に近い新井市周辺では比較的スライド型のものが多い傾向にある。
	椎谷層	県央西部から北部地域に広く分布し、砂岩泥岩互層あるいは泥岩層からなる。本層の泥岩は寺泊層のそれに酷似し、地すべりは主に泥岩層の分布域に発生している。	県央西部地域では大半が泥岩層からなり、地すべりの分布密度はきわめて高く、寺泊層分布域と同様なクリープ型の地すべりが多い。北部地域では上部層は砂岩泥岩の互層が多く、中・下部層分布域にクリープ型の地すべりが多いのに対して、上部層ではスライド型の地すべりも見られる。本層では比較的流れ盤の地すべりが少なくなり走向方向の地すべりが多く、受け盤の地すべりも20%以上に達している。
	寺泊層	椎谷層と共に西部から北部地域に分布する。模式地周辺では泥岩が優勢な砂岩泥岩互層であるが、中頸城および東頸城地域の地すべり密集地においては、主に塊状の泥岩層からなる。	一般にクリープ型の地すべりが多いが、新井市周辺ではスライド型の地すべりも見られる。本層分布地域では相対的に規模の大きなものが多いが、移動速度は緩慢であって、人的な被害が出るケースは少ない。しかし、同一の地すべり地内あるいはその周辺地域を含めて慢性的な活動を繰り返すものが多く、初生地すべりの痕跡が明確に残されているものは少ない。椎谷層同様に、走向方向の地すべりが多くなっている。
西 頸 城 地 域	谷浜層（西山層上部相当層）	主に桑取川下流部から名立川の右岸にかけて分布する。主に凝灰質の泥岩からなり、砂岩泥岩互層、凝灰岩層を挟む。	地すべりは分布するが、発生頻度は低く大きな災害となるものも見られない。地すべりの方向が地層の傾斜方向に支配されることは少ない。
	名立層（西山層相当層）	名立川の中下流部一帯に広く分布するほか、早川の中下流部から姫川の右岸にかけて分布する。主に凝灰質の塊状泥岩および砂質泥岩からなり、含礫泥岩層、砂岩泥岩互層、凝灰岩層を挟有するところもある。	地すべりは少なくないが、最近では規模が大きく活発なものはみられない。流れ盤の地すべりが大半を占め、スライド型の地すべりが多い。1963年3月に列車転覆事故を起こし、死傷者23名を出した小泊地すべりは本層中に発生したものである。
	川詰層（椎谷層相当層）	能生川右岸から桑取川にかけて名立層を取り巻くように分布する。礫岩・泥岩・砂岩泥岩互層。側方への変化が激しい。中ノ俣川、綱子川流域には厚い礫岩層が分布しており、西部では砂岩泥岩互層や泥岩と指交し東部では泥岩と指交する。この他に数枚の酸性凝灰岩が挟在する。	下位の能生谷層ほど多くはないが、層理面に沿ったスライド型の地すべりが多い。しかし、必ずしも流れ盤の地すべりだけでなく、走向方向の地すべりも多くみられる。
	能生谷層（椎谷層下部～寺泊層相当層）	早川、能生川、桑取川の上流部一帯から高田平野にかけて広く分布する。主に砂岩泥岩互層および塊状の砂質泥岩からなり、含礫泥岩やスランプ堆積物を伴う。上部と下部の2部層に区分されるが岩相にさほど大きな変化はない。	地すべりが多く分布し、1947年5月に発生した柵口地すべりに代表されるように大型のものが多い。地すべりの運動型式はスライド型のものが多く、比較的速いものが多い。このために、能生町大洞では1927年2月に死者12名を出す地すべり災害が発生した。しかし、柵口地すべりや藤崎地すべりのようにクリープ型とスライド型の中間的なものも見られる。

表.2 堆積軟岩地域における地層別の地すべり状況（野崎原図）

傾向にある。一部には「東中野俣」地すべりのような大規模なものも見られるが、一般には地すべりの規模が小さく他の地層に比較して地すべり頻度も低い。

2) 地域B：第四紀堆積岩地域

本地域は主に小千谷市周辺から南方へ信濃川沿いの魚沼地域であり、更新世前期から中期にかけての堆積岩類である魚沼層群が広く分布しており、これを被って信濃川沿川には多くの広大な河岸段丘が発達している。魚沼層群は一部海成層を挟むが、主に陸成層からなり、礫、礫・砂・シルト互層からなる。一般にシルト層は固結しているが、砂・礫は低固結～未固結なものが多い。

本地域で発生している新期地すべりは一般に小規模なものが多いが、信濃川の両岸地域には大規模で明瞭な地すべり地形の残されているところが多く、初生地すべりの多くは相当に規模の大きなものであったことが窺える。「地獄山」地すべりもこのような大規模な岩盤地すべりの一部が、再活動したものと考えられている。魚沼層群分布地域の地形は地質構造に強く規制されており、地すべりも流れ盤型が圧倒的に多くなっている。

本層群中の地すべりはその規模の割には移動速度が速く、人的な災害を伴うものが少なくない。昭和44年4月に発生し、8人の死者を出した水沢新田地すべりはその典型的な例である。

3) 地域C：西頸城・新第三紀後期堆積岩地域

本地域は高田平野西縁から糸魚川－静岡線までの範囲であり、地すべり層となっている地層は下位から能生谷層・川詰層・名立層・谷浜層である。

能生谷層は、南部山岳地域を除いてこの地域に最も広く分布している。主に砂岩泥岩互層および塊状の砂質泥岩からなり、含礫泥岩やスランプ堆積物を伴う。下部と上部の2部層に区分されるが、岩相にさほど大きな変化はない。本層中には地すべりが多く分布しており、昭和22年5月に発生した柵口地すべりに代表されるように、大型のものが多い。地すべりの運動形式はSlide型のものが多く、比較的速度の速いものが多い。このために、能生町大洞では昭和2年2月に死者12名を出す地すべり災害が生じている。しかし、柵口地すべりや藤崎地すべりのようにCreep型とSlide型の間隔的なものも見られる。

川詰層は、能生川右岸から桑取川右岸にかけて能生谷層の内側を取り巻くように細長く分布する。礫岩・泥岩・砂岩泥岩互層からなり、側方への岩相変化が著しい。東部では綱子礫岩部層と呼ばれる礫岩層が分布しており、西方では砂岩泥岩互層や泥岩層と指交し、東方では泥岩と指交する。この他に数枚の酸性凝灰岩が挟在する。本層中の地すべりは下位の能生谷層ほど多くないが、層理面に沿ったSlide型の地すべりが多い。しかし、必ずしも流れ盤の地すべりだけではなく、走

向方向の地すべりも多く見られる。

名立層は、名立川の中下流部一体に広く分布する他、早川の中下流部から姫川右岸にかけて分布する。主に凝灰質の塊状泥岩および砂質泥岩からなり、含礫泥岩層、砂岩泥岩互層、凝灰岩層を挟有するところもある。本層中にも地すべりは少なくないが、最近では「空熊新田」地すべりのような例があるものの、活発なものはさほど多くはない。流れ盤の地すべりが大半を占めSlide型の地すべりが多い。昭和38年3月に列車転覆事故を起こし、死傷者23名を出した小泊地すべりも本層中に発生したものである。

谷浜層は、主に桑取川下流部から名立川の右岸にかけて分布する。主に塊状で凝灰質の泥岩からなり、砂岩泥岩互層、凝灰岩層を挟む。下部に連続性の良い酸性凝灰岩を挟有する。本層中にも地すべりは分布するが、発生頻度は低く、大きな災害となるものは見られない。また、地すべり方向が地層の傾斜方向に支配されることは少ない。

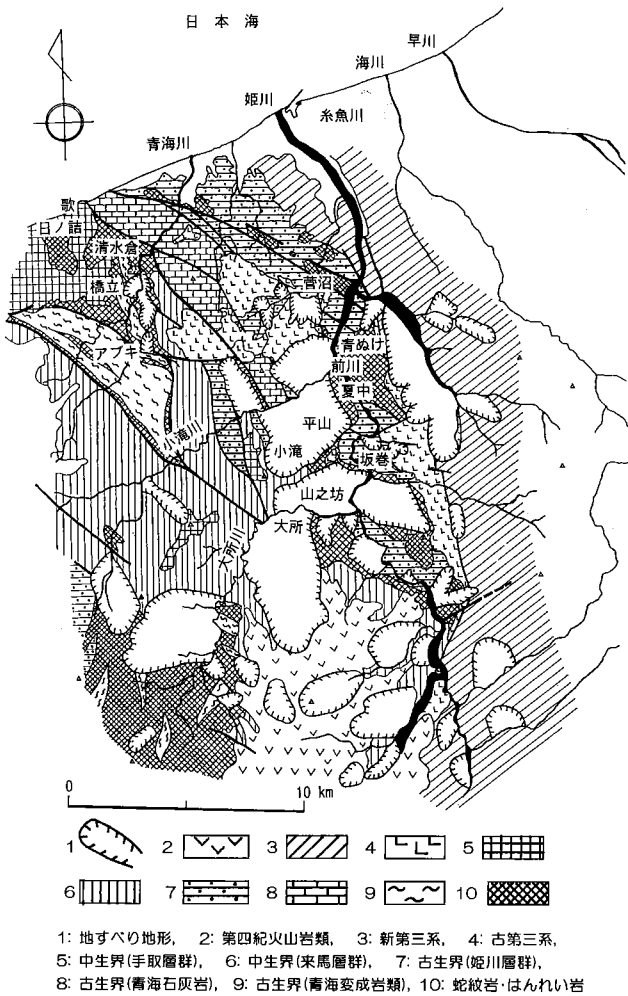
4) 地域D：中・古生層地域

新潟県内の中・古生層は、県東部の山形・福島・群馬県境地域と、県西部の糸魚川－静岡構造線以西地域に分布する。このうち県東部の県境山岳地域は中・古生層と花崗岩類が広く分布し、地すべりはほとんど認められない。

一方、糸魚川－静岡構造線以西地域は、飛騨外縁帯北東端にあたり、古生界の結晶片岩、非変成・弱変成堆積岩類、蛇紋岩、中生界の堆積岩類およびこれらを覆って古第三系の火山岩類が分布する。この地域においては比較的大規模な地すべりが発生している。この地域の地質と大規模地すべり地形、全15箇所の指定地のうち「玉ノ木」を除く14箇所の地すべり指定地を図4にまとめた。

大局的にみるとこの地域の基盤は、北西－南東方向の構造をもち、地質構成は地塊状で複雑な分布を示す。北側では古生層と蛇紋岩類が優勢で、南側で中生層と蛇紋岩が優勢となっている。Chiharaほか(1979)、小松(1980)はこの地域の基盤岩が構造運動によって大規模に変位した結果、蛇紋岩が古生層や中生層の一部を取り込んだ形に分布しているもので、代表的な蛇紋岩メランジュ帯であるとした。

図に示した地すべり地形は、全体が地すべり地形であるかどうか今後地質的な検討が必要であるが、初生地すべりと考えられる地形がかなりの面積を占めている。現在地すべり防止地域に指定されている箇所は、いずれもこの地すべり地形の範囲に含まれている。なお、この地域の地すべり分布と基盤の地質構成との関係を詳細に見ると、蛇紋岩分布地域を中心に地すべりが多発していることが指摘される。15箇所の指定地のうち12箇所が蛇紋岩の分布地域で発生している可能性があるが、初生地すべりの構造の問題もあり、今後各



*地質は長谷川ほか(1982)、Chiharaほか(1979)をもとに、地すべり地形は高浜(1990)をもとに一部加筆して作成。

図.4 姫川流域以西の地質と地すべり分布図(古川原図)

地すべり地毎に詳細な地質的検討が必要である。この他、古第三系太美山層群相当層を基盤とする「玉ノ木」地すべりが西部県境付近で、また中生界手取層群を基盤とする歌地すべりや日ノ詰地すべりが北西部で発生している。

近年この地域で発生した代表的な地すべり災害は、昭和60年の「玉ノ木」、平成3年の「大所」、平成7年の「山之坊」や坂巻地すべり等が挙げられる。なお、「玉ノ木」地すべりでは死亡者10名、負傷者4名の大惨事となった。この他大規模な災害には至らなかったが、小滝や「橋立」でも近年地すべり活動が確認され、大規模な対策工事が実施されている。上記の地すべりのうち太美山層群相当層を基盤とする「玉ノ木」を除くと、いずれも①移動土塊量が大量で大規模、②クリープ性の運動形態で緩慢に活動する等の共通した特徴がみられる。また、蛇紋岩地域を中心に発生した地すべりでは、崩土層は大小の岩屑を主体とし、粒度構成から見ると礫質土に区別されることが多い。このため崩土層が帯水層を形成し、地すべり発生の要因になって

いることが指摘されている。地すべりの規模をみると、「大所」では地すべり面の深度が100mを越え、小滝や「橋立」では50~70mといずれも深いことが特徴であり、移動土塊量は 10^7m^3 のオーダーとなる。

5) 地域E: グリーントフ地域

県東部の津川周辺と県北部の荒川・三面川流域には、中・古生層および花崗岩類を覆って中新世前期~中期の堆積岩類および火砕岩類(いわゆるグリーントフ)が分布する。この地域では主に変質のすすんだ流紋岩質~石英安山岩質凝灰岩をすべり層とする地すべりが発生している。「赤崎」「細越」地すべりはその代表的なものであり、「西名」および「鳥屋」地すべりも凝灰岩あるいは凝灰岩・頁岩層中の地すべりである。

一般にこれらグリーントフ地域のものは、上記の堆積軟岩地域のものに比較すると、広く群発するということがない。それは一つには流紋岩熔岩や安山岩熔岩のような地すべり層とはなりがたい岩質のものが複雑に混在して分布するということがあると思われる。もう一つには、この地域では堆積岩地域よりも延長・破碎規模ともに大きな断層が交錯している。それに加えて全般に堆積岩類も含めて岩質が硬く粘土化しにくいものも多く含まれており、このような条件にも規制されるためと思われる。

また、周囲が比較的急峻な山岳地帯に囲まれているわりに急激な滑動をするものは少ない。慢性的なクリープの滑動をするものが多く、人的な被害が生ずるようなものは少ない。地すべり母岩の力学的特性については詳しく検討されたものはないが、ベントナイト鉱床があることから分かるように、地すべり母岩となっているグリーントフの多くは、モンモリロナイトを主成分としており、極めてダクティリティーの高いものである。このような地すべり層の地質条件がクリープ型の地すべりが多い理由と考えられる。

一方、昭和56年4月には関川村中東地区において七谷層頁岩層中に大規模な岩盤地すべりが発生した。この地すべりは頁岩層の層理面あるいは挟在する凝灰岩薄層に強く規制されたものであり、頭部および側部には深さ20m以上の地溝状の割れ目が発生した。この地域におけるこのような岩盤地すべりの発生は珍しく、当時大きな注目を集めた。しかし、このグリーントフ地域には、このような岩盤地すべりによるものと思われる大規模な地すべり地形が残っているところも少なくない。

佐渡地域にも中新世中期以前のグリーントフが広く分布しており、この中で下部中新統相川層の中・酸性凝灰岩分布地域を中心に地すべりが発生している。「上新穂」地すべりは、熱水変質を受けて割れ目や断層沿いに不規則に粘土化した安山岩熔岩中に発生している。佐渡島にも初生地すべりによるものと思われる大規模な地すべり地形はかなり多くみられ、平成7年7月に

発生した梅津川流域の地すべりはこのような旧期岩盤地すべりの再活動と考えられる。また、中新世中期の鶴子層頁岩層中にも中～小規模の地すべりが見られる。しかし、一般に佐渡島では地すべりの発生頻度は低く、比較的小規模なものが多い。

1.3 地すべり材料の諸特性と運動型式

新潟県に限らず、地すべり地における土や岩石に関する試験と言えば、ほとんど地すべり面の強度特性に関するものに限られており、特にその母岩の物性はあまり把握されていない。しかし、新潟県においてはたまたま地すべり地の母岩となっている堆積軟岩と同一層準の地層中において、ダムの調査に関連した原位置岩盤試験や岩石試験がなされており、その力学特性から地すべりの運動特性について検討された例がある。また、県内の地すべり地では過去に多くの地すべり崩土を対象とした土質試験がなされており、その結果を整理検討した論文も発表されている。そこで、ここではこれらの論文をもとに主に地すべり母岩の力学特性と地すべりの運動型式との関連性についてまとめておくことにする。

図.5は能生谷層および寺泊層から魚沼層群までの地層を構成する岩石の湿潤密度と自然含水比との関係を示したものである。一部不飽和な試料も含まれているが、この図からは概ね時代の古いものほど大きな密度を示し、時代を追って続成作用が進んでいることを窺わせている。

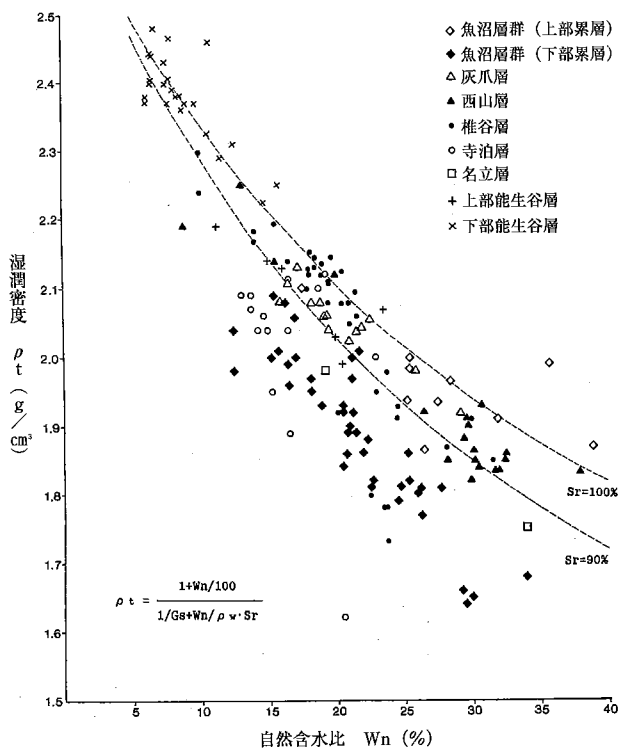


図.5 各地層の湿潤密度と自然含水比の関係 (野崎, 1994)

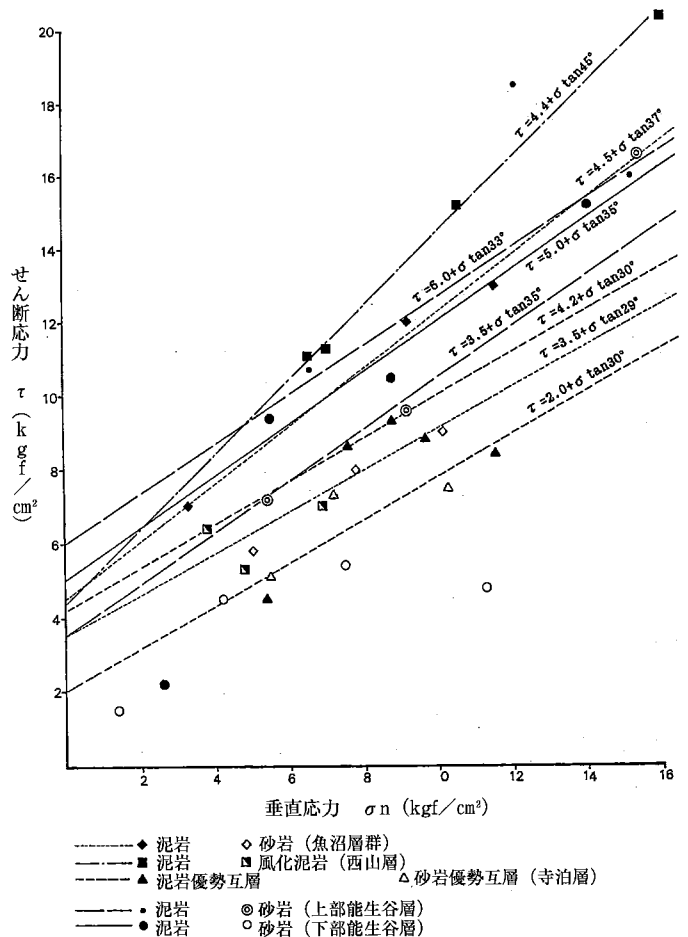


図.6 原位置せん断試験結果によるモールの破壊包絡線 (野崎, 1995)

一方、図.6は上部および下部能生谷層の砂岩層・泥岩層、寺泊層の砂岩優勢層・泥岩優勢層、西山層の泥岩層、魚沼層群の砂岩層・泥岩層で実施された原位置せん断試験の結果である。これらの地層ごとの強度を比較してみると砂岩層あるいは砂岩優勢層の強度はいずれも泥岩層より低い値を示している。泥岩層の強度は、西山層のものが最も高い値を示し、能生谷層と魚沼層群がほぼ同様な値であり、寺泊層が最も低い値を示している。また、図.7および図.8は一軸圧縮強さおよび圧縮試験によって求めた変形係数の分布を示したものである。この結果を見ても西山層や灰爪層の強度がそれより時代の古い椎谷層や寺泊層のものより高い値を示している。

ところで、図.9は上記のせん断試験資料から求めた泥岩層および砂岩層のダクティリティ（延性度）とせん断試験の際の初期垂直応力の関係を示したものである。この結果を見ると魚沼層群の地層は平均延性度は低いが、延性度較差が大きい。これに対して寺泊層は平均延性度は高いが、延性度較差は低い。また、能生谷層上部層は高い延性度を示すが、乱堆積相中での試験のせいか砂岩と泥岩の延性度に差が生じていない。

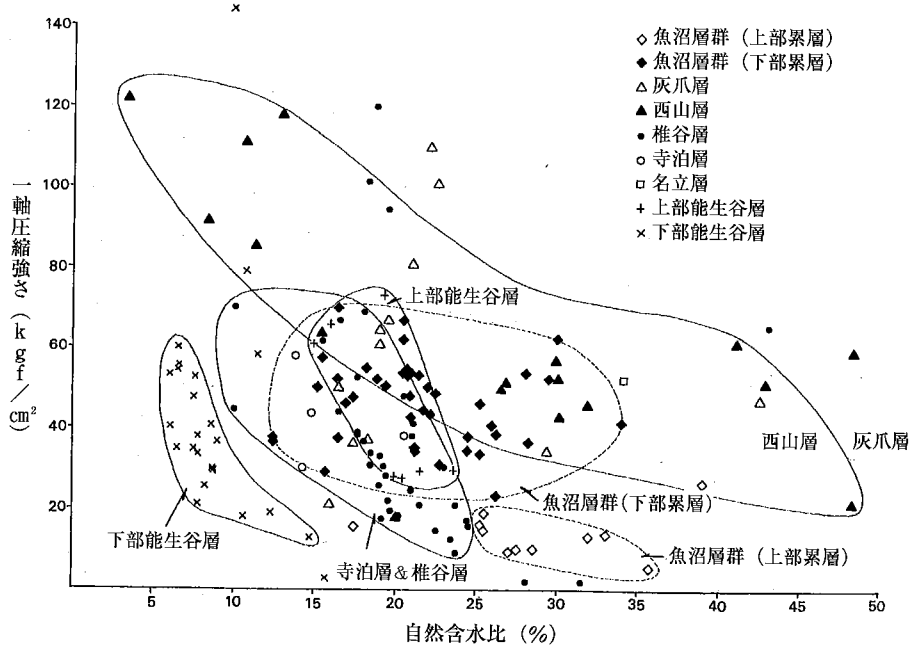


図.7 一軸圧縮強さと自然含水比の関係 (野崎, 1994)

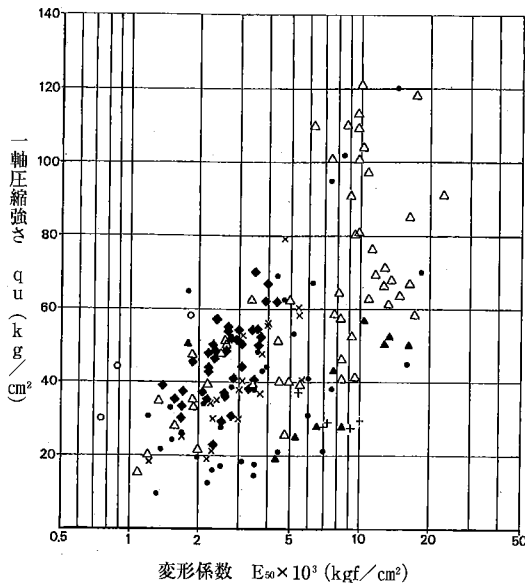


図.8 一軸圧縮強さと変形係数の関係 (野崎, 1994)

しかし、能生谷層下部層は平均延性度、延性度較差共に大きい。

以上のような解析結果から新潟県下における地すべり母岩となっている堆積軟岩の特性として以下の2つの点が指摘できる。

- ①魚沼層群以前の地層は時代を追って密度が増大していくが、岩石の強度は必ずしもこれに比例する形で増加しておらず、椎谷・寺泊層あるいは能生谷層を構成する岩石は西山層以降の地層のものより小さい値を示し、逆に延性度は最も高い値を示している。このような関係は図.10のように表現され、地すべり母岩の強度特性は時代を追って増加あるいは低下しているわけではないことを示している。

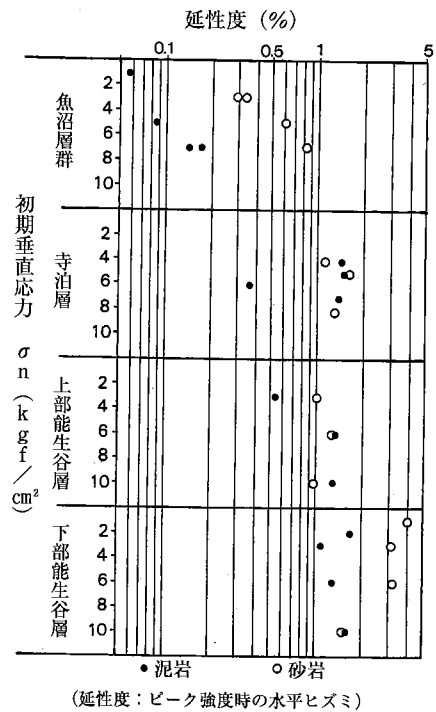


図.9 ダクティリティと初期垂直応力の関係 (野崎, 1995)

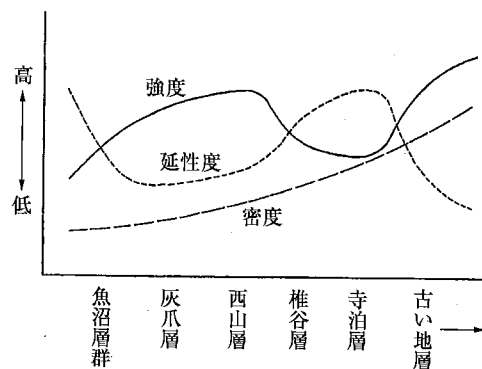


図.10 後期新生代堆積岩の地層順物性変化概念図 (野崎, 1995)

②植村 (1976) による予察的な指摘の通り (図.11参照)、Creep型の地すべりが多い寺泊層は平均延性度が高く延性度較差が小さい。Slide型の地すべりが多い魚沼層群は、平均延性度が小さく延性度較差が大きくなっている。そして、能生谷層はSlide型とCreep型の間中間的な活動をするあるいはSlide型から直接Flow型に移行するような地すべりが見られるが、平均延性度、延性度較差共に大きな値を示している。

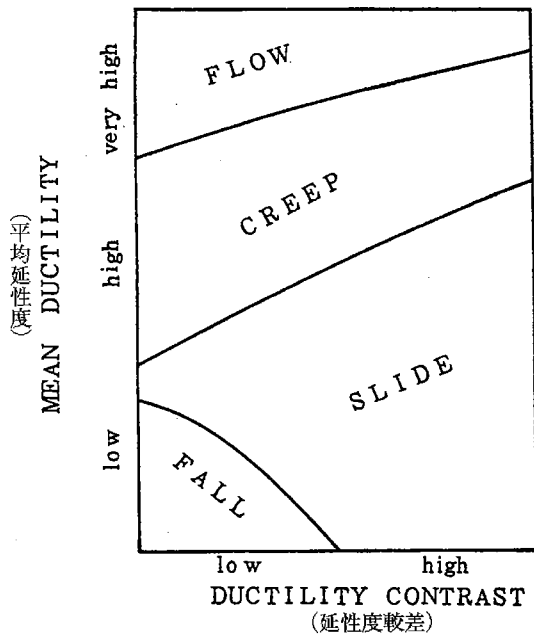


図.11 崩壊型式と平均延性度および延性度較差との関係 (植村、1976)

このことは地すべり崩土にも共通して言えることであり、図.12に示したようにその特性は崩土にも受け継がれ、物性値そのものは変化しても延性度としてみた母岩の性状はそのまま受け継がれ、地すべりの運動型式を規制していることがわかる。

野崎技術士事務所 野崎 保

(1.2 明治コンサルタント(株) 古川昭夫と共著)

<参考文献>

1. Chihara,K.,Komatsu,M.,Uemura,T.,Hasegawa,Y.,Shiraishi,S.,Yoshimura,T.and Nakamizu,M.:Geology and tectonics of the Omi-Renge and Joetsu Tectonic Belt,Sci.Rep.Niigata Univ.No.5,pp.1-61,1979.
2. 福本安正：地すべり調査総括書 I, 1987.
3. 長谷川美行・田沢純一・新川公：青海石灰岩および周辺の古期岩層, 日本地質学会第89年学術大会, 巡検案内書, 1982.

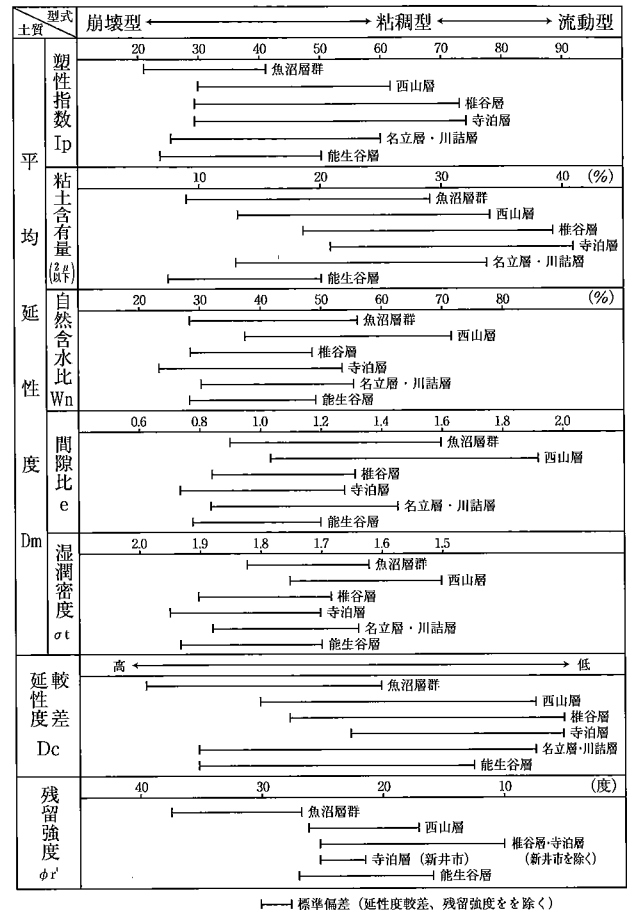


図.12 地すべりの運動型式と土質特性 (岩永・野崎、1983)

4. 岩永伸・野崎保：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, 1983.
5. 小松正幸：飛騨外縁帯の基本的構造及びそのフォッサマグナ東翼への延長, 飛騨外縁帯研究報告. No.1, 1980.
6. 新潟県：新潟県地質図説明書, 1989.
7. 野崎 保：新潟県下における地すべり母岩の力学特性 (前編), 地すべり, Vol.31, No.2, 1994.
8. 野崎 保：新潟県下における地すべり母岩の力学特性 (後編), 地すべり, Vol.32, No.2, 1995.
9. 高浜信行：新潟・北陸地方における現代の巨大地すべりについて, 新潟大学災害研年報, Vol.12, 1990.
10. 植村 武：地すべりの分類と予測, 自然災害特別研究成果, No.A-50-6, 1975.
11. 植村 武：崩壊型式とダクティリティ, 昭和50年度自然災害特別研究, 「フォッサマグナ北部地域における崩壊の発生機構と予測に関する研究」成果報告, 1976.
12. 植村 武：後魚沼期の地殻運動, 新潟平野 (新潟第四紀グループ連絡紙), No.28, 1981.
13. 植村 武：新潟県下地すべりの地質学的考察, 地すべり, Vol.18, No.4, 1982.