

3.1 地形・地質と斜面崩壊の関係

(1) 中越震災地域の地形・地質の概要

中越地震に起因する斜面崩壊は東山丘陵(とくに山古志村付近)に集中して発生した(国土地理院, 2004). その集中は, 震源域(余震域)が東山丘陵に重なったことに加えて, 東山丘陵の地形および地質の影響によると考えられる. その影響は, 予察的に野外踏査を行った2万5千分の1「小千谷」東部および「小平尾」の範囲に関しては, 以下のように要約される. なお, 地形・地質の特殊な専門用語は鈴木(1997~2004)の定義による.

1) 地形の特徴

東山丘陵の地形は, 基本的には, 細粒砂岩と泥岩の互層(軟岩)の, 褶曲構造の差別削剥地形(図1)であり, 河川侵蝕と集団移動(mass movement)で形成された種々の地形種で構成されている(表1).

高度分布と侵蝕階梯: 東山丘陵は高度約250~約400mであり, 接峰面的には北方から南方に緩傾斜し, それに必従的な河川によって開析されていて, 全体としては早壮年期的な侵蝕階梯を示す.

前輪廻地形と高位段丘: 尾根頂部には明瞭な遷急線に囲まれた小起伏の前輪廻地形(例: 池谷闘牛場付近)が局所的に発達する. 東山丘陵の南東部には, 高位の段丘面(例: 上原高原)がかなり広く発達し, 活褶曲運動で変位している(白井, 1967). 遷急線の直下には露岩

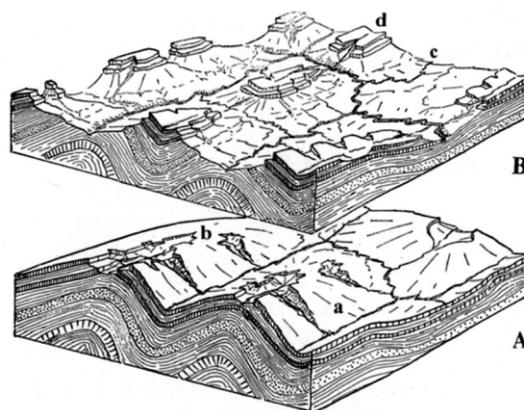


図1 褶曲構造の差別削剥地形(Martonne, 1927,を鈴木, 2000, p.882から転載). AよりBが削剥の進行した段階を示す. a: 向斜谷, b: 背斜山陵, c: 背斜谷, d: 向斜山陵.

が連続的に存在し, 小規模な落石, 崩落, 地すべりがしばしば発生していることを示唆する.

尾根: 主要な尾根のほとんどは非対称山陵であるが, 向斜尾根も背斜尾根(図1)もある.

山腹斜面(谷壁斜面): 山腹斜面の大部分は新旧の地すべり地形と崩落地形で構成されている. 地すべり堆を除けば, どの斜面も20~70度と急傾斜である.

河谷: 急峻な穿入蛇行谷で, 3次谷以下の谷底は欠床谷であり, 側刻よりも下刻が卓越しているが, 滝はない. 谷密度は, 地すべり地形の地区では低いが, それ以外の地区では高谷密度を示す. 土石流地形は少ない.

表1 中越地震の発生前における東山丘陵の主要な地形種.

大・中分類		小分類	地形の特徴		土地利用の特徴	
丘陵	前輪廻地形	小起伏面	尾根頂部の横断形は円頂で, 斜面は緩傾斜であり, 浅い谷が発達する. 周囲の遷急線は明瞭で, その直下に露岩が多い.		水田と養鯉池は谷底にあるが, 斜面には少ない.	
		尾根	尖頂状尾根	尾根移動型地すべりと崩落の切り合いで, 尖頂を示す. 尾根頂部が地すべり滑落崖の場合もある.		森林.
	非対称山陵(ケスタ)		ケスタ崖	受け盤斜面で, 崩落が多い.	森林. 水田も養鯉池もない.	
			ケスタ背面	流れ盤斜面で, 層面地すべりが多い.	養鯉池はあるが, 水田は少ない.	
	山腹斜面(谷壁斜面)	落石地形	崖錐	顕著な崖錐は発達していない.		森林.
		崩落地形	崩落崖	剥落型が多く, どの斜面型にも発達する.		露岩, 植林工がある.
			崩落堆	谷底部の古いものは側刻で除去されている.		棚田がある.
		地すべり地形	滑落崖	明瞭である. 尾根移動型も多い.		露岩, 森林, 植林工がある.
	地すべり堆		流れ盤地区では少凹凸型が多く, 受け盤地区では全体凹凸型が多い. ガリーは少ない.		棚田と養鯉池が多い. 集落の多くは地すべり堆に立地する.	
	河谷	欠床谷	3次谷以下の谷底に発達し, 下刻が進行しているが, 軟岩のため, 河床礫は少なく, 岩床であるが, 高い滝はない.		水田と養鯉池が1次谷の谷頭部まで切盛で造成されている.	
床谷		4次谷以上の谷底に発達し, 穿入蛇行し, 側刻が始まっている. 河床堆積物は細粒で薄く, 岩床もある. 滝はない.		砂防堰堤が少ない. 水田が多く, 養鯉池は少ない.		
土石流地形		大規模な沖積錐は少なく, 谷底に局所的に土砂流堆がある.		森林.		
段丘	河成段丘	高位面群	破間川の形成した堆積段丘面(一部, 侵蝕段丘面)である.		水田も養鯉池もない.	
		低位面群	6次谷以上の支流の侵蝕段丘で, 段丘堆積物は厚さ数mである.		水田と養鯉池がある.	
低地	谷底低地	谷底侵蝕低地	6次谷以上の谷底に発達し, 谷底堆積物は砂礫層で, 薄い.		水田と集落がある.	

2) 地質の特徴

東山丘陵の地質(柳沢ほか, 1986)は, 新第三紀鮮新世から第四紀更新世前期に堆積した海成堆積岩で構成されている(表2)。

岩相: 泥岩, 細粒砂岩ならびに泥岩を主体とする細粒砂岩泥岩互層が多く, 少量の礫岩と礫層がある。

地質構造: 褶曲構造が卓越し, 顕著な断層は2本である(図2)。褶曲構造を大局的にみると, それぞれ4本の背斜軸と向斜軸が, 東山丘陵の北部では北北東-南南西方向, 南部ではほぼ南北方向に並走している。断層もそれらに並走している。翼の一般的な傾斜は10~50度であり, 最大は80度に達する。いずれの褶曲も活褶曲の可能性はあるが, 段丘面のない地区ではそれを証明できない。褶曲構造の差別削剝によって, 非対称山陵や非対称谷が形成されている(図3)。地層がいずれも軟岩のため, 地層階段やメーサなどは発達しない。

地質的分離面: 単層の厚さは数十cm~数mである。顕著な断層は上記の2本しかない。節理は明瞭なもの少ないが, 肉眼での観察が困難なほどの非開口性の, 潜在的な方状節理がある。細粒砂岩に発達する潜在的な方状節理は地層面に対して垂直な方向に伸長している。落石・岩盤崩落・層面地すべりで生産された細粒砂岩の岩塊は, それらの節理面に囲まれた立方体ないし直方体の外形を示す。

固結度: どの単層も固結度は低く, 軟岩であり, スコップで掘削される。泥岩にくらべ, 細粒砂岩の固結度はやや高いが, 逆にほとんど固結していない場合もある。ちなみに, 信濃川本流ぞいで採取した新鮮岩の湿潤一軸圧縮強度は0.8~5.5 MPaである(表2)。



図2 小千谷図幅地域の地質構造(柳沢ら, 1986)。

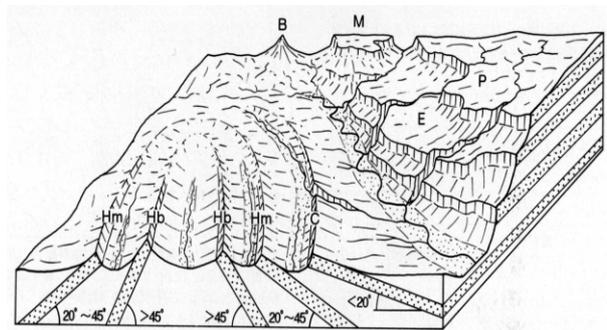


図3 成層岩の傾斜を反映した差別削剝地形の基本型(鈴木, 2000, p.884)。Hb: ホッグバック, Hm: 同斜山陵, C: ケスタ, P: 削剝高原, E: 地層階段, M: メーサ, B: ビュート。

透水性: 地すべり地形の地区を除けば, 高谷密度を示すので, 他の丘陵における谷密度と透水係数の関係(鈴木, 2000, p.727)からみて, 平均的な透水係数は 10^{-5} cm/s以下と推定される。なお, 固結度の特に低い砂岩の透水係数は泥岩のそれより大きいであろう。

表2 東山丘陵を構成する地層の層序および岩相(柳沢ら, 1986)と若干の特徴。

地質時代	層序		一般的な岩相	圧縮強度*1 (MPa)	古い大規模地すべり*2	中越地震による崩壊*3	
	地層名	略号				大崩壊	小崩壊
第四紀更新世	上位段丘堆積物		T ₁ 礫, 砂およびシルト		少	少	少
	魚沼層	上部	U ₃ 海成シルト・砂および礫	泥岩: 1.7	多	少	多
下部		U ₂ シルト・砂および礫		少	少	多	
第三紀鮮新世			U ₁ 礫・シルトおよび砂		少	少	多
	和南津層		W 細粒砂層, シルト岩, 砂岩	砂岩: 3.9	少	多	多
	白岩層		S 砂質泥岩・砂質泥岩細粒砂岩互層	泥岩: 5.5	多	多	多
	牛ヶ首層		Us 塊状泥岩・砂岩泥岩互層	砂岩: 0.8	多	少	多
	川口層	上部	Ks 砂岩		少	少	少
			Ku ₂ 砂質泥岩優勢の砂岩砂質泥岩互層		多	少	多
		Ku ₁ 泥岩優勢の砂岩泥岩互層		多	少	少	
		下部	Kl 砂岩優勢の砂岩泥岩互層	砂岩: 0.8			
荒谷層		A 暗灰色塊状泥岩(無層理), 砂岩薄層を挟む		多	中	少	

*1: 信濃川本流河岸の自然露頭で採取した新鮮岩の湿潤一軸圧縮強度(鈴木ら, 1983)を参考値として示す。

*2: 2万5千分の1地形図の読図による。

*3: 国土地理院(2004)と現地踏査による定性的区分である。同じ地質でも相対傾斜によって, 頻度は異なる。

風化状態：中越地震で形成された新しい崩落崖で観察すると、淡褐色に変色した風化帯の厚さは数 cm ないし約 1 m 程度である。なお、その下位に未変色の風化帯が発達しているはずであるが、その厚さは変色帯よりやや薄いであろう (Hachinohe et al., 2002)。

(2) 中越地震に起因する斜面崩壊の発生場

中越地震によって東山丘陵で発生した斜面崩壊 (slope failure) の様式は落石 (fall), 崩落 (slip) および地すべり (slide) に大別される。また、急勾配の 1 次谷では、崩落物質が土石流 (flow) に転化した場合もある。

各様式の発生した斜面は、斜面傾斜と地層傾斜の相対的關係で異なる。斜面は、斜面傾斜 () と地層の相対傾斜 (: 斜面の傾斜方向における地層の見掛傾斜) との相対的關係によって、水平盤 (横盤ともいう)・柎目盤・平行盤・逆目盤・垂直盤・受け盤斜面の 6 種に分類される (図 4)。ただし、図 4 と図 5 では、流れ盤の場合の相対傾斜 () は、普通に表現される見掛傾斜に 90 度を加えて示されている。柎目盤・平行盤・逆目盤を一括して流れ盤という。土木現場用語の「流れ目」は柎目盤と平行盤の総称であり、「差し目」は逆目盤、垂直盤および受け盤の総称である。

岩石物性が同じであれば、柎目盤斜面 (例：図 5 で三角形 0° AC の領域) がもっとも不安定である。とくに三角形 ABC の領域に含まれる斜面は極めて不安定で、軟岩ではその領域に入る自然斜面は稀である。平行盤斜面 (直線 0° BC にのる斜面) と逆目盤斜面 (三角形 0° C90° の領域) も、侵蝕や切取によって、斜面基部が切断されると、柎目盤斜面に変わり、不安定になる。

東山丘陵の地層は図 5 の地層よりも軟岩であるから、柎目盤でない流れ盤斜面でも多数の斜面崩壊が発生した。しかし、基本的には、流れ盤斜面では地すべり、受け盤斜面では崩落がそれぞれ卓越して発生した。岩相との關係をみると、砂岩よりも泥岩の分布地で古い地すべり地形が多く、中越地震でも斜面崩壊が多発した (表 2)。

1) 落石

落石は、個数を数えられる大きさと個数の岩塊がほぼ自由落下する現象と定義されるが、中越地震で発生した落石は剥落型であり、きわめて多数の自然斜面および切取法面で発生している。よって、落石発生地点の分布には、斜面型 (斜面の三次元的形態) ならびに斜面傾斜と地層の相対傾斜との關係において、特段の傾向は見いだされない。軟岩が多いため、落石した転石は容易に破碎されており、顕著な崖錐は発達していない。

普通斜面 common slope ($0^\circ < \theta \leq 90^\circ$)	H	D	P	N	V	I
用語	水平盤 horizontal dip	柎目盤 daylighting dip	平行盤 parallel dip	逆目盤 hangnail dip	垂直盤 vertical dip	受け盤 in-facing dip
定義	$\gamma = 0^\circ$	$0^\circ < \gamma < \theta$	$\gamma = \theta$	$\theta < \gamma < 90^\circ$	$\gamma = 90^\circ$	$90^\circ < \gamma < 180^\circ$
斜面の安定性	安定	極めて不安定	安定 → 不安定	安定	安定 → やや不安定	安定
反斜面 (小規模) overhang ($90^\circ < \theta < 180^\circ$)	Ha	Da	Va	Na	Pa	Ia
用語	反水平盤 anti-horizontal dip	反柎目盤 anti-daylighting dip	反垂直盤 anti-vertical dip	反逆目盤 anti-hangnail dip	反平行盤 anti-parallel dip	反受け盤 anti-in-facing dip
定義	$\gamma = 0^\circ$	$0^\circ < \gamma < \theta$	$\gamma = 90^\circ$	$90^\circ < \gamma < \theta$	$90^\circ < \gamma = \theta$	$\theta < \gamma < 180^\circ$
斜面の長期的存在	稀に存在する	存在しない	存在しない	存在しない	稀に存在する	存在する

図 4 斜面傾斜 () と地質的不連続面 (地層面, 節理面など) の相対傾斜 () の組み合わせによる斜面の分類 (鈴木, 2000, p.763)。反斜面はオーバーハングの斜面である。

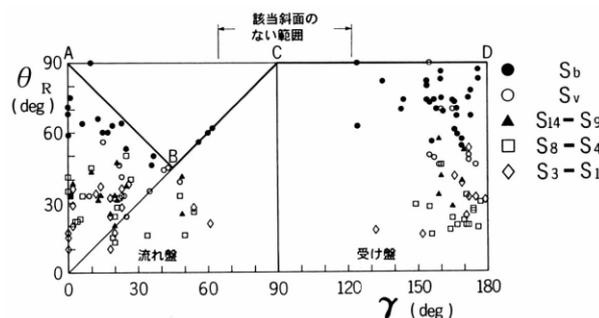


図 5 秩父盆地における新旧の岩石段丘崖の中部等背斜面 (最大傾斜部) の傾斜角 () と構成岩石 (第三系) の相対傾斜 () の關係 (Suzuki and Nakanishi, 1990)。

段丘崖の離水年代 (T) によって次の 5 群に区別されている: Sb (T=0.5 ka), Sv (T=1 ka), S14-S9 (T=1.5-4 ka), S8-S4 (T=5-9 ka), S3-S1 (T=10-30 ka)。ただし, ka = 1000 年前。



図 6 受け盤斜面の崩落 (山古志村池谷南方の牛舎東方)。前輪廻地形 (右上方の、牛舎のある小起伏面) を囲む遷急線から下方の谷壁斜面が薄く崩落し、崩落堆が河道閉塞を生じた。

2) 崩落

大規模な崩落のほとんどは受け盤斜面で発生しており、地形場では前輪廻地形を囲む遷急線 (図 6) や尾根頂部 (図 7) から発生している。谷壁型崩落と 0 次谷で



図7 尾根頂部で発生した崩落(山古志村二丁野東南方の土留川左岸の受け盤谷壁)。粉碎された崩落物質が斜面中部から下方に定着して崩落堆を生じ、河道閉塞を起した。

の谷頭型崩落も多い。崩落深は約 10 m の場合もあるが、数 m 以下の浅いものが多く、根系層や風化帯の剥落したことが多い。

崩落物質は軟岩のため、径約 30 cm 以下の岩屑に粉碎されており、岩盤崩落というより土砂崩落に似た性状をもっている(図7)。崩落堆は定着域の地形場によって多様な立体的形状(例:円錐状、舌状)をもつが、表面は滑らかである。崩落によって数箇所河道閉塞が生じたが、その天然ダムは低いので(図6)、越流で急速に消滅するであろう。急勾配の1次谷では、崩落が土石流に転化した場合(例:木籠北東方の数ヶ所)もある。

3) 地すべり

地すべりは、種々に分類されているが、地すべりの内部構造がすべて把握されるわけではないから、ここでは地すべり堆の形態による分類(図8)で記述する。東山丘陵は軟岩のため、古い地すべり地形は流れ盤では少凹凸型、受け盤斜面では全体凹凸型がそれぞれ多く、また流れ盤では尾根移動型も多い。地すべり堆末端部の形態はその定着域の地形場によって多様である。

中越地震では、大規模な地すべりは流れ盤斜面で発生し、泥岩の地層面をすべり面とする層面地すべりが多発した(図9)。山古志村二丁野の東南東の2地点では、国道291号線の路盤および切取斜面が壊滅的に破壊した(図10)。そこでは地層の相対傾斜が50~54度で、斜面傾斜が50~67度の、本来もっとも不安定な(図5の三角形ABCの領域に入る)柱目盤斜面である。

古い大規模な地すべり地形の、中越地震による変状は次の4種に類型化される(例外もある)。

滑落崖と地すべり堆が大規模に再滑動した地区(例:山古志村油夫,二丁野東南方,池谷東方,小千谷

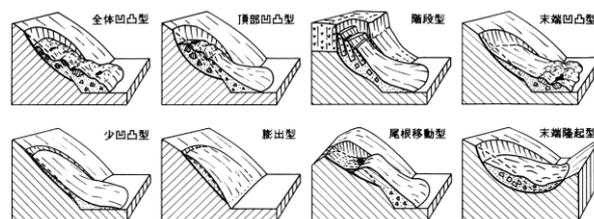


図8 地すべり地形の基本的な類型(鈴木,2000,p.821)。



図9 ケスタ背面(平行盤斜面)で発生して層面地すべり(小千谷市横渡北北東)。地層面と潜在的な節理で境された直方体(細粒砂岩)があまり破碎されずに滑落した。



図10 最も不安定な柱目盤斜面の基部(古い地すべり堆末端の可能性もある)の地すべり。切取で建設された道路地盤は粉碎されずにブロックになって左下方に滑落した。

市塩谷の大日山北方と南方):流れ盤の地区で、古い地すべり堆は全体凹凸型または頂部凹凸型である。

滑落崖と地すべり堆末端斜面で小規模な地すべりが再滑動した地区(例:小松倉):水平盤(横盤)の地区であり、古い地すべり堆は階段型である。

地すべり堆の大部分が再すべりした地区(例:東竹沢の大規模な河道閉塞地区):流れ盤の地区であり、古

い地すべり堆は少凹凸型である。

大規模な変状が起らなかった地区(例:山古志村間内平,山中,大内,桂谷,二丁野北東方・西方,小千谷市塩谷西方の男池・女池のある地区,川口町木沢,牛ヶ首,中山):ほとんどが受け盤の地区にあり,古い地すべり堆は全体凹凸型である。受け盤斜面でも過去に大規模な地すべりが発生したのは,地層が軟岩であることと侵蝕谷の発達に起因するのであろう。

これらのうち,の型の例(東竹沢地区:図11)を少し詳しくみると,古い地すべり地形は,芋川の下刻で生じた柱目盤斜面の層面すべりであり,また滑落崖の平面形からみて尾根移動型であったと解される(図12)。押出部を除く地すべり堆はほとんど破碎されておらず,過去の尾根が地すべり堆の頂部に小突起として残存していたようである(図13中)。その古い地すべり堆が,中越地震によって,その小突起の頂部を残して再すべりし,新しい地すべり堆の末端は芋川の対岸の谷壁斜面基部に押し上げて定着した(図12および図13下)。

地質図(柳沢ら,1986)によると,この地区では,地層の傾斜が,古い地すべり地形の頂部付近(約25度)から末端部(約17度)へと,次第に緩傾斜になっている。よって,古い地すべりが発生する以前には,この地区は平行盤斜面であり,その末端が芋川で側刻されて柱目盤になったために,古い層面すべりが発生し,そのすべり面は地層面と一致して末端に至るほど緩傾斜になっていたと解される(図13中)。また,新しい地すべり面は,その滑落崖基部における傾斜(約21度)が地層傾斜にほぼ一致し,かつ高地的にも古い地すべり想定面のそれとほぼ一致するので(図13下),古い地すべり面を再利用して滑動し,末端部ほど緩傾斜になっている可能性があるが,精査を要する。

東竹沢の地すべり末端部は谷底を閉塞して,反対側の谷壁斜面の基部に押し上がり,盛り上がった。しかし,地すべり堆の押出部および末端部の形態は,その定着した地形場(平坦地か幅狭い谷底か)によって多様になる。よって,この地すべり面は,円弧状地すべり面の脚部が対岸にまで達して生じた末端隆起型というわけではなく,単に押出部が谷底を越えて,圧縮リッジや末端肥厚部として盛り上がったものであろう。

この地すべり堆の河道閉塞部(天然ダム)は破碎された砂泥質物質で構成され,その透水性がかなり低いので,湛水し始めた。しかし,閉塞物質は非固結であるから,越流すれば,急速に下刻されると予測された。よって,排水工事が行われたのは適切であった。

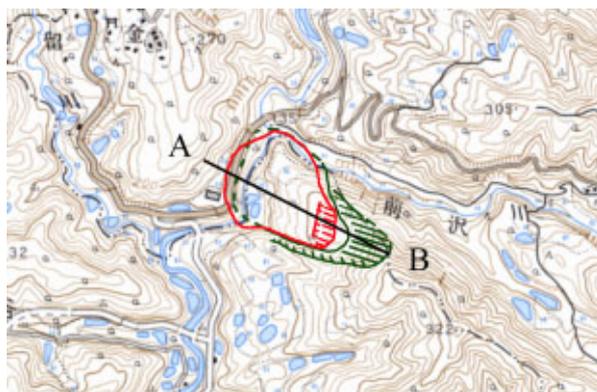


図11 大規模な河道閉塞を生じた東竹沢地すべり発生地区付近の地形図(2.5万「小平尾」)。読図で推定した新旧の地すべり滑落崖と地すべり堆および図13の断面線(A-B)を示す。



図12 東竹沢の地すべり地形(2004年11月24日,南西上空から撮影;国際航業株式会社提供)

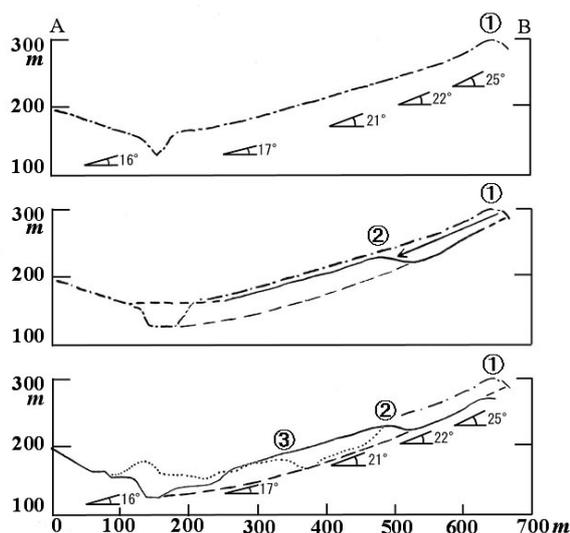


図13 東竹沢の地すべり地形の発達史(予察)。上:過去の縦断形(1点破線),中:古い地すべり地形(実線),下:古い地すべり堆の中越地震による再すべり(点線)。断面線(A-B)を図11に示す。地層の傾斜は地質図(柳沢ら,1986)の読図による。

東山丘陵に発達する古い地すべり地形をみると、少凹凸型や尾根移動型が多く、頂部凹凸型も少し見られるが、複数の小突起や凹地（池沼）をもつ全体凹凸型や末端凹凸型（図8）が少ない。これは、東山丘陵が軟岩の褶曲構造をもつので、地すべりの多くが流れ盤斜面の層面すべりであり、地すべり移動体が粉碎されずに滑動したためと解される。また、前述のように、受け盤地区における全体凹凸型の地すべり堆は中越地震でほとんど再滑動しなかったが、他の地域においても大規模な全体凹凸型の地すべり堆は比較的安定している。

4) 新旧の斜面崩壊地の時系列性

滑落崖や地すべり堆での植生回復状態および地形的対比によって推定した新旧の崩落地形は、しばしば隣接して規則的に発達している。たとえば、山古志村羽黒トンネル西坑口付近の、一連の受け盤斜面（初生的には谷壁斜面）におけるほぼ同規模の崩落地形をみると（図14）、古い崩落地の隣接斜面が崩落しており、そのまた隣の斜面が中越地震で崩落し、そのさらに隣には斜面は破壊しているが、大規模に崩落していない斜面が見られる。古い崩壊地形は中越地震ではあまり変形しなかった。

この新旧の崩落地の配置は、谷の上流の方から下流の方の斜面が順に崩落していることを示す。谷の発達を考えると、一般に下流の谷壁斜面ほど古く、かつ比高も大きいので、下流の斜面から上流の斜面へと順に谷壁斜面の崩落が起った可能性がある。よって、上記の逆配列は、斜面構成物質の風化などに起因して、崩落が2順目（または多順目）に入り、上流から下流の斜面へと崩落地点が移動したためと解される。

山腹斜面に浅い1次谷が発達すると、その谷頭の0次谷での崩落の他に、1次谷の河間の尾根が崩落している例も多い。このような新旧の崩落地の配置における時系列性は、個々の地区における斜面の安定性を考えるさいの一つの視点になるであろう。

5) 切り盛りによる土地造成地の崩壊

山古志村とその近傍では、斜面や谷底の切り盛りによって、道路、宅地、水田、養鯉場などが造成されている。

切取法面が流れ盤であれば小規模な地すべり、受け盤であれば崩落がそれぞれ生じている。たとえば、山古志村の中学校グラウンドでは、切取部は安定していたが、盛土部は沈下したり、滑落した。道路が小さな谷を盛土と伏樋で渡る地点では、ほとんどすべての地点で、旧谷部の盛土が滑落し、道路が壊滅的に破壊した。1次谷の谷底を、階段状に切り盛りで造成した水田や養鯉池では、切取部は破壊されていないが、ほとんど全ての盛土部は



図14 崩壊地点の遷移（山古志村羽黒トンネル西坑口付近）。写真右上方の中越地震による崩落地の左（写真中央の上方）に古い崩落地があり、その左方にさらに古い崩落地が互いに隣接して並んでいる。写真右方の階段状の斜面は頂部に崩落崖があり、斜面全体が階段状に変形しているようであるが、大規模には崩落していない。



図15 1次谷の谷底の切り盛りで造成された水田の崩壊（山古志村池谷の南：上流から下流を望む）。切土部は破壊していないが、その前面の盛土部はすべて滑落している。

スプーン状に滑落している（図15）。このような盛土部の破壊は、ブルドーザなどによって切り盛っただけで、十分な締固工、法尻安定工や排水工を施工せず、余りにも簡単に過ぎる施工法のためであろう。

(3) 復興計画に関する地形工学的コメント

中越地震による斜面崩壊は自然の削剥過程であり、それによって自然的ならびに人工的に形成された不安定斜面はかなり安定化した。しかし、斜面崩壊で生じた新たな岩石斜面は軟岩で構成され、また崩壊物質の定着斜面は非固結物質で構成されている。また、崩壊しなかった斜面でも、中越地震で地盤が緩んだ可能性が高い。よって、それらの新しい斜面では、地震が再発しなくても、

積雪荷重,凍結融解,融雪水流出,豪雨,河川氾濫などに起因して,新たな斜面崩壊や崩落物質の再移動が発生する可能性がある.そこで,マクロに診る地形工学的観

点つまり自然条件との整合性を極力高めるという観点から,復興計画における留意事項を地形種別(表3)ならびに構造物別(表4)に予察的に例示する.

表3 地形種の安定化に関する地形工学的観点からの留意事項(予察)

地形種	地形種の細分類	予想される今後の地形変化	安定化工法の例	建設工事における留意事項
岩盤斜面	柱目盤斜面	層面地すべり	アンカー工法	斜面の切取は不適.
	平行盤斜面・逆目盤斜面	普通には安定しているが,斜面基部が侵蝕・切取されると,柱目盤斜面になり,不安定化する.	擁壁工,型枠とアンカー工法の併用.	切取で柱目盤化する場合には,剥落型落石・崩落および層面地すべりの発生に注意.
	受け盤斜面	安定しているが,30度以上の急斜面(とくに露岩)では落石・崩落が発生する.	落石防止柵	緩傾斜面であれば切取は可能であるが,急傾斜面では崩落に注意.
落石地形	剥落崖	落石の再発	落石防止柵	モルタル吹付工は無効であろう.
	崖錐	転落型落石の発生	植林,基部に擁壁	切取は不適.基礎地盤として不適.
崩落地形	崩落崖	小規模崩落	段切で,植林	落石防止柵の設置は困難.
	崩落堆	ガリー侵蝕,崩落	植林	盛土は不適.基礎地盤として不適.
	崩落堆末端	小規模崩落	土留工	切取は不適.
地すべり地形	滑落崖	小規模滑落	段切で,植林	モルタル吹付工は無効であろう.
	地すべり堆	ガリー侵蝕	植林,水抜工,切取	両切は不適.
	地すべり堆末端	小規模地すべり・崩落	杭打ち工,押さえ盛土	切取は不適.
土石流堆		河川侵蝕	砂防堰堤	透し堰堤は無効.
河谷	攻撃斜面	側刻に伴う崩落や流れ盤で地すべり	護岸工	攻撃斜面の基部を切り取らない.
	滑走斜面	とくにない	護岸工	とくにない.
	河床	4次谷以下では下刻,土砂流	砂防堰堤	透し堰堤は無用であろう.
河道閉塞(天然ダム)	小規模	越流侵蝕 自然消滅	掘削排水,側刻防止工	河道閉塞を起した崩落堆・地すべり堆の末端に掘削では,再すべりに注意し,狭窄部を残さない.
	大規模	・急速な越流侵蝕 洪水 自然消滅 ・浸透流 急激破堤(消滅) 土石流	掘削排水,側刻防止工	

表4 構造物の復興計画に関する地形工学的留意事項(予察)

構造物	留意事項	
基礎地盤	重量構造物は,柱目盤斜面を避け,平行盤・逆目盤・受け盤の切取地盤に位置を選定する.ただし,遷急線に接近した位置を避ける.	
切取法面	流れ盤斜面の基部は切取を極力避ける.不可欠な場合は柱目盤斜面を残さない法面勾配とする.道路はキャンター工法などを用い,地山を痛めないようにする.	
盛土	盛土部	流れ盤斜面での高巻き盛土は避ける.締固工・法尻安定工を施工.
	盛土法面	締固工・法尻安定工・排水工に加えて,十分な断面の水抜工・伏樋を設置する.
	谷横断部	盛土一般の注意のほか,基底に十分な排水工・伏樋を設置する.
橋梁	橋脚の基礎を十分に深くする.流れ盤斜面では地すべり防止のため橋脚を十分な強度にする.	
トンネル	坑口は流れ盤斜面を避け,受け盤斜面に選定し,坑口に崩落防止のため,遷急点までの比高に準じる延長のロックシェッドを設置する.	
ライフライン	地すべりの再発での切断は避けられないので,基幹ラインは十分に離れた複線化が望ましい.	
柵田・養鯉池	数百年に1回起るような地震に耐えるレベルの復旧は,費用対効果の面で無理であろうから,盛土部の補強に留意する程度になる.	

引用文献

Hachinohe, S., Akiyama, T. and Suzuki, T. (2002) Change in rock properties on soft sedimentary rocks due to weathering : Trans. Japan. Geomorph. Union, 23, pp. 287-307.

国土地理院(2004)新潟県中越地震災害状況図(2004年10月29日作成版,1/30,000),1葉.地震直後(2004年10月24日)に撮影された空中写真で判読された斜面崩壊地(大と小に区分)および道路・鉄道崩壊地が示されている.

Martonne, E. de (1927) *A Shorter Physical Geography* (English edition): Christophers, London, 338 p.

白井哲之(1967)魚野川下流地域の段丘地形からみた地盤運動について:東京教育大学地理学研究報告,11,pp.23-35.

鈴木隆介(1997-2004)「建設技術者のための地形図読図入門」:全4巻(pp.1-1322),古今書院.

Suzuki, T. and Nakanishi, A. (1990) Rates of decline of fluvial terrace scarps in the Chichibu basin, Japan: Trans. Japan. Geomorph. Union, 11, pp. 117-149.

鈴木隆介・野田弘幸・安倍義郎(1983)日本における河川の側刻速度:地形,4,pp.33-47.

柳沢幸夫・小林巖雄・竹内圭史・立石雅昭・茅原一也・加藤禎一(1986)「小千谷地域の地質」,地域地質研究報告(5万分の1地質図幅),地質調査所,177 p.

(鈴木隆介:土木学会・非会員,中央大学理工学部教授)