

地震性斜面崩壊とその調査法について

田村 俊和*

要 約

都市およびその周辺地域における地震災害の一環として地震性斜面崩壊を適切に位置づけるため、その斜面現象としておよび地震被害としての一般性および特殊性を整理し、それに関する従来の調査研究法の問題点を指摘し、崩壊地の分布解析の新たな試みを紹介した後で、地震崩壊発生（直）後および発生前の調査法について若干の提案をおこなう。

はしがき

地震の被災域に山地・丘陵地あるいは台地の崖線部が含まれる場合は、多少とも斜面崩壊が発生するのがふつうである。地震にともなう顕著な斜面崩壊については古くからさまざまな記録が残されている。しかしながら地震性斜面崩壊の発生機構や崩壊地の分布特性などについては、大雨による斜面崩壊とくらべても、地震による他の地変や被害とくらべても、不明確な点が著しく多い。また地震性斜面崩壊のもたらす被害が、地震災害全体の中でどのような位置を占めるかについても、十分検討されているとは言い難い。小論では、都市およびその周辺地域における地震災害の一環として斜面崩壊を適切に評価することを意識しつつ、地震性斜面崩壊を現象論的に整理し、その調査法に関する若干の提案をおこなう。

I. 地震性斜面崩壊とそれによる被害の整理

ここでは地震性斜面崩壊を、まず斜面上の物質移動過程の一環としてとらえ、次いでそれに地震がどのようにかかわっているかを整理した上で、都市域で生じる地震性斜面崩壊の特徴を指摘する。

I-1 斜面崩壊のタイプ

地震によると雨によるとを問わず斜面崩壊は、崩壊した物質の性状、運動様式、崩壊規模、さらには崩壊地や破断面の形状などに基づいて、さまざまに分類される。そのような分類はいずれも、個々の崩壊現象を適確にかつ要領よく記載するために考案されたものである。とく

に運動様式との対応を考慮して、規模・形状・物質などに基づく適切なタイプを設定することは、崩壊発生（完了）後の調査から崩壊過程を考察するために必要である。一つの崩壊地でも、崩壊の始まった部分（root area）と崩壊物質が通過・堆積した部分（affected area）とでは運動様式を異にする場合が多いので、厳密な崩壊地の記載には、羽田野・大八木（1977）が主張するように、両区域での崩壊タイプを併記すべきであろう。

人身被害や構造物被害をとくに意識した崩壊調査では、移動物質の量と移動の速さ、およびそのひろがりかた（影響範囲）などに注目すべきである。崩壊発生後の現地踏査や空中写真判読から比較的容易に判明するのは、崩壊地の形態、崩壊規模（≡移動物質質量）と移動物質の堆積範囲である。また概して不完全な地震崩壊記録（後述II-2）から何とか推定できるのは、2～3の階級に区分された崩壊規模くらいのものである。適切な崩壊規模分類は、崩壊物質の運動様式や堆積範囲の違いをも比較的よく表現する（後述）。したがってここでは崩壊規模（移動物質質量）に基づく分類の一例を示し、その分類を以下の記載で用いることにする。

巨大崩壊（移動物質質量）	$10^9 \sim 10^7 m^3$
地すべり性崩壊	$10^6 \sim 10^4 m^3$
表層滑落型崩壊	$10^3 \sim 10^0 m^3$

この分類は Machida (1966)、国土地理院 (1976) などの分類を一部改訂し、田村 (1977b) および投稿中) が用いたものである。

巨大崩壊は、崩壊の深さが数百 m にも達するようなもので、基盤岩が断層活動による破碎や断層に沿う、あるいは温泉作用などによる、変質などの影響を著しくうけ

* 東京都立大学都市研究センター・理学部

ている特定の地域で、大雨、大地震、火山活動など（しばしばこれら2～3の要因の複合）にともなう生じるものである。巨大崩壊は必ず土石流をともない、それが河川をせき止めて作った天然ダムが後に欠壊することが多いので、崩壊の影響は数十kmも下流の平野にまで及び、河況の荒廃ははるか後の時代まで続く。この型の崩壊による大きな人的・物的被害は、山奥深くに位置する崩壊地よりも、その下流の土石流流下・堆積区域、あるいはさらにその下流の氾濫区域で生じるのがふつうであった。このような巨大崩壊の発生は、国内では、最近200～300年間に数例知られているが(Machida, 1966)、そのうち大地震によることが確実なものは、安政飛騨地震(1858年4月9日、震央岐阜県北端部、M6.9)の際に、その震源と思われる跡津川断層の東端にあたる常願寺川源流部で生じた、鳶崩れだけである。

地すべり性崩壊も、その発生に地質構造や基盤岩の岩質が大きく関与している点で、後述の表層滑落型崩壊よりも前述の巨大崩壊に似ている。ただ巨大崩壊が通常単独に発生するのに対し、地すべり性崩壊は、近接した地域内で同時に多発することが多い。弘化4年善光寺地震(1847年5月8日、震央長野市付近、M7.4)により、犀川、土尻川、裾花川などの流域の新第三紀層から成る丘陵地に多発した崩壊(佐山・河角, 1973; 宇佐美, 1976)は、その好例である。このとき生じた地震性崩壊の大半は、現在まで緩慢な、あるいはやや急速な、地すべりをくり返している。

地すべり性崩壊も巨大崩壊と同様、土石流をともなうことがきわめて多い。したがってそれに付随して河川のせき止め、およびその天然ダムの欠壊による洪水などの二次的被害を生じやすい。これらによる被害の規模のほうは、崩壊発生源における一次的被害の規模をしばしば上回る。天正13(1586)年の地震(震央岐阜・福井・石川県境付近、M7.9)による飛騨白川郷曇雲城の被害(市瀬, 1971)も、前記善光寺地震による虚空蔵山その他多くの被害も、さらに関東地震(1923年9月1日、震央相模湾、M7.9)による根府川の被害(今村, 1925; 松沢, 1925; 小林, 1976)も、いずれも地すべり性崩壊がもとで発生した土石流によるものである。1974年5月9日の伊豆半島沖地震(震央伊豆半島南端部、M6.9)の際の中木城畑山の場合(東京都立大学地震研究グループ, 1976; 大塚・木宮, 1974; 斉藤ほか, 1974)は、地すべり性崩壊としては小規模なものであり、おそらく地形の影響もあって土石流には発展しなかったが、崩壊発生源の斜面に接して集落があったために大きな被害を生じた。

表層滑落型崩壊は、上記2つの型の崩壊とは対照的に、表層物質(盛土を含む)ないし未固結層が通常数10cm～2m程度の深さで崩壊し、斜面をすべり落ちてその

麓に堆積する現象である。この型の崩壊地は地質構造よりも表層付近の土と水の条件、したがってそれに大きく影響している斜面の地形(とくに微地形)との対応が明瞭である。表層滑落型崩壊のうちでもとくに小規模なものは不安定な急斜面に多いが、やや大規模な(10³ m²に達するような)ものは、浅い凹型の縦・横断面形をもった、表層物質のやや厚い、中程度の傾斜(20°～30°程度)の斜面にむしろ多いようにみられる。このような条件をみたす斜面は、極論すれば、山地・丘陵地および台地の崖線部にどこにでもある。1949年12月26日の今市地震(震央栃木県今市付近、M6.4および6.7)や1968年5月16日の十勝沖地震(震央八戸東方沖、M7.9)の際には、傾斜10°以下の谷型斜面でもすべりが発生した(宇都宮測候所, 1950; 小出, 1955; 堀田ほか, 1968)。

一般に山崩れ・崖崩れと呼ばれている現象の大半、および地すべりと呼ばれることがある現象の一部が、この表層滑落型崩壊に含まれるとみて良い。“崖崩れ”とは、一般に人工崖あるいは人家に近接した(半)自然斜面の崩壊を指すようであるが、崩壊規模や運動様式からみればいて区別する必要はない。表層滑落型崩壊の運動様式は、少なくとも発生源では主として急速なすべり(slide)で、移動中に流動(flow)化した場合は、発生源の規模にくらべて移動距離が著しく大きくなる。小さな支谷沿いにこの型の崩壊が同時多発すると、その移動物質が合流し、土石流状ないし泥流状を呈して1km以上も流下する場合がある。しかし表層滑落型崩壊による人身や構造物の被害は、ふつう発生源の斜面とその脚下(とくに後者)で生じていて、1km以上も離れた地域に被害が及ぶことはまれである。

表層滑落型崩壊による被害は、1個所の崩壊地で比較すれば、前記の巨大崩壊・地すべり性崩壊による被害よりはるかに小さいが、発生頻度が著しく高く、かつ居住地域により近接して発生する割合が大きいため、決して軽視できない。都市域の斜面崩壊を論じるにあたっては、この型の崩壊、とくに多少とも人為が加わった斜面のあまり大規模でない崩壊に、最も注目すべきである(後述I-3)。

I-2 斜面崩壊と地震とのかかわり方

斜面崩壊は、それが起こりやすい性質(素因)をもった所に、それをひき起こすきっかけ(誘因)が与えられて、はじめて発生する。素因は主として地形(形態・規模・位置等の条件を含む)・地質(岩質や土質など物理性に容易に還元できる性質と、地質構造、さらには地殻変動特性なども含む)など短時間では変化しにくいその土地固有の条件であり、誘因は主として降雨と地震動な

ど、きわめて短時間のうちにあらわれる条件である。

この両因子の区分は必ずしも絶対的なものではない。真の素因と最終的なひきがねとなった誘因との間に、素因を変質させ崩壊発生を容易にする因子が何重にも介在している場合がまれではないのである。とくに地震性崩壊の場合には、地表付近や浅い地下の水の状態が地震の前後に地震とは別の要因で大きく変化し、それが崩壊発生に深く関与したとみられる例が少なくない。また斜面に対する地震の作用も、単に振動だけではない。

そこで斜面崩壊と地震とのかわり方を整理すると、次の4通りの場合が考えられる。

- a. 雨などの影響がなく、地震動だけで斜面崩壊が起こる。
 - a₁ 強震動の継続により斜面が崩壊する。
 - a₂ 地震断層で斜面が破断され崩壊する。
- b. 大雨の最中あるいは直後の地震動で斜面崩壊が発生する。
- c. 地震動によって地割れなどが形成された後の大雨や融雪で斜面が崩壊する。

一般にcよりもb、さらにaのほうが、斜面崩壊の誘因としての地震の役割が大きいとみて良い。bの場合は地震動だけでは生じなかったかも知れない崩壊が、大雨による素因の変質に助けられて顕在化したものである。またcの場合地震は、誘因というよりもむしろ素因の変質に寄与するものとみた方が適切かも知れない。a₁とa₂は厳密には分け難い場合もあるが、斜面崩壊をひき起こす地震動の強さやその継続時間を検討する際には、a₁のみを抽出する必要がある。I-1で分類した巨大崩壊や地すべり性崩壊（とくに前者）の発生に地震が関与する場合は、a₂のケースが多いようである。しかしa₂による崩壊がすべてそのような大規模なものなのではないことは、1974年伊豆半島沖地震の際にみられたとおりである（東京都立大学地震研究グループ、1976）。

都市域で生じる地震性斜面崩壊の場合には、上述のような、真の素因と最終的な誘因との間に介在し素因を変質させる因子として、人為的な作用がとくに注目される。

I-3 都市域で生じる地震性斜面崩壊

日本の都市は、水田耕作を中心とする農村の立地傾向をひき継ぎ、さらに近代以後臨海工業地帯の発達などの影響で拡大したものが多いため、大半が低地およびそれに隣接する台地に位置する。都市的土地利用がおこなわれている地域を国勢調査の人口集中地区（D I D）でとらえると、1960年には全国のその面積の95%以上が低地・台地（おそらくその4分の3程度が低地）にあったと推定される（斉藤、1965）。このような状況では、山

地・丘陵地および台地の崖線部で起きる現象である斜面崩壊のうち、大雨によるものにくらべて著しく頻度の低い地震性崩壊が、都市域で発生した例に乏しいのは当然と言えよう。その数少ない貴重な例として、関東地震の際に東京・横浜の台地縁辺部や横須賀の丘陵地で起きた崖崩れによる被害が挙げられる。

ところで1960年頃を境にして、日本の都市の多くが、低地・台地のさらに外側に位置する丘陵地に、急速に進出するようになった。例えばD I Dの中で丘陵地が占める面積比は、1960年から70年までの間に、仙台都市圏では約11%から28%に、名古屋都市圏では約7%から12%に、また広島都市圏でも約8%から12%に、それぞれ増大した（Tamura, 1976）。京浜、京阪神でも全く同様の傾向がみられる。また全国で最近造成された、あるいは現在造成中の、面積300ha以上の大規模住宅地の約3分の2が丘陵地に立地する（田村、1977a）。大半が傾斜地から成る丘陵地の市街化（主として住宅地化）に際して、従来の低平地に立地する都市のパターンがそのまま持ち込まれたため、人工平坦面を作り出すための大規模な地形改変が各所で進行し、その結果厚い盛土と高低さまざまな人工崖が大量に出現した。

これらの大規模宅造地を大地震が襲った例はまだない。しかし前記関東地震時の東京・横浜・横須賀の例や、最近の地震による非都市地域の斜面崩壊例などから類推すると、最近市街化した丘陵地で生じるであろう地震被害の筆頭に、人工崖（擁壁を含む）や盛土構造物の崩壊あるいは破損を挙げざるを得ないように思われる。

これは崖、擁壁の危険度調査によっても既にある程度裏付けられている。すなわち、筆者の参加した東京都区部の地震による崖・擁壁崩壊予測調査（田治米ほか、1973）によって危険度が大きいとされた崖・擁壁の件数を、一辺250mのメッシュごとに数え、それを、同じメッシュについて1880~81年測量の2万分の1迅速図と1970年測量の2.5万分の1地形図から読みとった土地利用の変化と比較すると、土地利用が高度化し地表改変程度の大きなメッシュほど、危険を崖・擁壁が多い傾向がつかめた（田村、1975）。また、これも筆者が参加した三多摩地区の地震による崖・擁壁崩壊予測調査（田治米ほか、1977）で、危険度大とされた崖・擁壁が多数密集している地域は、いずれも1960年代中頃までに造成された、多摩丘陵北部の比較的古い宅造地である。そこではその頃一般的だった、急斜面に多数の段をつくる造成方式がとられたため、崖の数そのものが必然的に多くなっている。そしてそこに作られた擁壁が一部不完全であったり、あるいは比較的堅固な擁壁の上に宅地取得者が不完全な擁壁をさらに重ねて盛土をおこなっていたりするため、危破度大とされたものが多くなったのである。

地震時に斜面は崩壊せずに、その表面に作った（多く

は空石積み)の擁壁だけ(あるいはそれに加えて裏込め)が崩れ落ちるといふ例は、珍らしくないようである。筆者自身は1973年12月の八丈島東方沖地震(田村ほか、1973)をはじめ、1974年伊豆半島沖地震、1975年大分県中部地震(東京都立大学地震研究グループ、1976)、さらに1978年伊豆大島近海地震などで、その実例を数多く観察している。1923年の関東地震の際の、お茶の水駅付近の鉄道より面崩壊や玉川上水護岸の崩壊(佐藤、1925a, b)も、この例に含められよう。さらに古来おびただしい数の報告がある、各地の城の石垣の崩れも、この変種とみて良い。筆者の参加した都内の崖・擁壁の実態調査(田治米ほか、1973, 1977; 田村、1975)でも、付近にある自然斜面や切土の面が崩壊しないうちに崩れ落ちてしまいそうな空石積み擁壁が、多数見出された。これらの空石積み擁壁が崩れれば、それによる被害は、擁壁のない末(～半)固結物質の崖が崩れた場合より、大きくなり得る。都市域、とくに比較的古くから市街化された地域の崖線部には、このような、それが存在することによってかえって被害を拡大しそうな擁壁が、少なくないと思われる。

丘陵地に造成された宅地やその周辺で発生する斜面崩壊には、上記のようなほぼ完全に人工化された崖・擁壁の崩壊のほか、自然斜面の崩壊が家屋に及ぶ例があると思われる。住宅の背後に接する樹木のある緩斜面は、通常まったく危険視されていないようであるが、1968年十勝沖地震の際に八戸西方の丘陵地では、そのような状態の火山灰に覆われた斜面を中心に、40km²の範囲内で200個所以上の表層滑落型崩壊が発生した(堀田ほか、1968)。それと類似した表層地質・地形条件をもつ地域は、多摩丘陵、とくにその南部(横浜市西～南部)にごくふつうに見出せる。当時全く市街化していなかった八戸西方の丘陵地では、上記の崩壊により農家数棟が破壊され、26人が死亡した。それと同程度の規模・数の自然斜面崩壊が多摩丘陵で発生した場合の被害予測は、まだおこなわれていない。

I-1で分類した巨大崩壊や地すべり性崩壊が発生し得る地域は、素因、それも主として地質構造や基盤岩の岩質の上から、ある程度限定できそうであるが、そのような地域に市街化が及んでいる例はまだきわめて少ない。したがって都市域の地震性斜面崩壊としてそれら比較的大規模な崩壊を考慮する必要性は、例えば東京付近では横須賀の一部などを除き、今のところそれほど大きくはないと言えよう。しかし宅地造成などともなる大規模な盛土地の末端で崩壊が生じれば、その崩壊規模は優に地すべり性崩壊に匹敵するものとなることは、今までの地震による道路・鉄道の被害例から容易に推測できる。

II 地震性斜面崩壊の調査法

II-1 従来の調査研究の方向

少なくとも濃尾地震(1891年)以後は、地震直後の被災地踏査が計画的におこなわれ、その記録が多少とも系統的に残されるようになった。それらの記録類の中で、地震そのもの(発震時、震央、震源の深さ、地震規模、各地の震度、発震機構など)に関することを別にすれば最も関心がはらわれているのは、地変では地震断層、次いで地震前後の隆起・沈降、また被害では建造物の倒壊・破損である。いくつかの地震についてはこのほかに火災や津波被害の比重が高い。斜面崩壊は、ある程度以上の大きな被害をもたらした地震の場合はそのような被害(主に家屋倒壊や火災)の陰に隠れ、また地震断層が出現したような場合にはそれに付随して簡単に触れられる程度で、概してあまり大きな関心をひいていなかった。

斜面崩壊が中心的な調査対象となった地震は、例えば秋田仙北地震(1914年、M 5.9)、今市地震(1949年、M 6.4およびM 6.7)、徳島県南部地震(1955年、M 6.0)、えびの地震(1955年、M 6.1)、伊豆半島沖地震(1974年、M 6.9)、伊豆大島近海地震(1978年、M 7.0)のような山間部あるいはその周辺に生じたあまり大規模ではない地震か、あるいは1968年十勝沖地震(M 7.9)のように、陸地から100km以上も離れた海底で生じた大地震に降雨の影響が重なった場合などにはほぼ限られていた。このほか濃尾地震、庄内地震、陸羽地震、関東地震、北伊豆地震、八丈島東方沖地震なども、それによる斜面崩壊が比較的注目された地震といえる。

これらの地震崩壊調査の際の着眼点は、どのような地形・地質条件を持った斜面に、どのような規模・様式の崩壊が発生したかということである。これに対して、どの程度の地震動に対応して崩壊が発生したかという視点は、少なくとも自然斜面の崩壊調査では、意外に稀薄である。また一連の崩壊地形の中では発生源(root area)に調査者の関心が集中し、しばしばより大きな被害を生じている通過・堆積部(affected area)の調査は、前者にくらべて著しく不十分なことが多い。

いっぽう行政機関の作成した地震報告書では、ある程度当然なことながら被害規模を中心に述べられているため、斜面崩壊に関する記述は地変、山林被害、農地被害、道路被害、鉄道被害等々の項に分散しているのが通例である。そして“地変”としてでなく“被害”としてのみ認識された斜面崩壊については、個々の崩壊の状態がきわめて不十分にしか、あるいは全く、記載されていない。崩壊発生位置すら、中～大縮尺の地図上で比定できないことが少なくない。また“被害”とも“顕著な地

変”とも認識されなかった崩壊については、その存否さえわからない。したがって、後になってからこれらの資料を用いて崩壊の実態を調査することは著しく困難である。

II-2 過去の地震性斜面崩壊の記録とその利用

地震崩壊の記録には、地震にともなう他の現象の記録と同様、a. 地震直後の踏査記録、b. それよりやや遅れておこなわれた、限られた対象についてのより詳細な調査報告、および、c. 行政機関等による被害統計等がある。このうちbは最も有用であるが、当然そのような調査報告例は少ない。これに対してcは、明治中期以降陸上や近海海底で生じたM6程度以上の被害地震についてはほとんど必ずあるが、II-1に述べたような理由で、斜面崩壊の研究には従来ほとんど用いられていなかった。

このような状況は木造家屋の倒壊をめぐる議論の場合と対照的である。後者の場合、個々の家屋の構造や材料に言及することよりも、地域ごとの倒壊率（または全壊率）が第一の問題であり、それを調べるには行政当局が作成した被害統計が有用である。これに対して斜面崩壊の場合は、家屋の構造・材料に相当する、個々の斜面の地形・地質条件（土壌・水の状態も含む）への関心が、より強い。

ところで斜面崩壊研究の目的の一つは、「どの斜面が崩壊しやすいか」を知ることにある。この問題を地形・地質等の土地条件の側から解明しようとする従来の一般的研究法は、要するに、「付近一帯にはほぼ一様な入力（降雨、地震等）があった場合、どこがより崩れやすいか」を知ろうとするものである。この方向で議論をより小縮尺的に進めていけば、具体的に「どの斜面のどの部分が…」という議論に達し得よう。しかしこれと相補的に、「この付近一帯ではどの程度の入力があれば斜面崩壊が発生するか」を知ることにもまた必要であろう。雨による崩壊の場合のいわゆる限界雨量の研究（中野ほか、1975；奥田、1976等）がこれにあたる。

地震性斜面崩壊の場合の言わば限界入力値に関しては、気象庁地震階級のⅥおよびⅦの説明に「山崩れ発生」とあることがひとつの目安となる。しかし実際には震度Ⅴ、ときにはⅣとされた地点の付近でも崩壊が発生した例が少なくない。これは、震度が本来局地的条件で変化するものであることを考えれば、ある程度当然といえよう。そこでもう少しマクロに、地震規模と崩壊発生地の震央距離（あるいは震源となった断層の地表面との交線からの距離）との関係を検討してみた（田村、1977b、および投稿中）。以下にそれを紹介する。

I-1に述べたように表層滑落型崩壊の発生は、狭い

範囲で変化する（局地性の強い）微地形や表層地質に左右されやすい。このような条件の地域的分布の偏りは、小地域を大縮尺的にみればはじめてとらえられるものであり、大地域を小縮尺的にみれば不明瞭になる。これを裏返せば、表層滑落型崩壊発生地を小縮尺的に扱うことにより、その限界入力値の一般的分析ができることになる。

1847年の善光寺地震以来1975年の大分県中部地震まで、表層滑落型崩壊発生地域を縮尺50万分の1の地図上で指摘できるような資料を利用できた地震37例（資料112篇）について、上記の地震規模—震央距離（あるいは断層線からの距離）の一般的関係を求めようとした。その際、従来はほとんど用いられていなかった前述のcの種類記録も、aの踏査記録と併用することにより、小縮尺図上での崩壊発生地域の指摘には使用できること、および周囲の状況と記載の内容を検討することによって、崩壊規模（I-1に示した分類）もある程度判定できることがわかった。

これらに基づき、それぞれの地震による表層滑落型崩壊の多発域および散発域を、縮尺50万分の1で図化した。ここで多発域・散発域とは、上記のような種類の資料から読みとった相対的なものであるが、最近の地震について他の資料と対照したところでは、多発域は約5km²の範囲内に表層滑落型崩壊が10箇所程度以上の地域、散発域とは同じく数箇所程度以下の地域とみてはよいと思われる。そこで得られた結果を整理すると、下記のようになる。

地震断層（と地表面との交線）から表層滑落型崩壊多発域あるいは散発域の外縁の最遠点までの距離をD_rあるいはd_r、震央から同じく表層滑落型崩壊多発域、散発域の外縁の最遠点までの距離をそれぞれD_p、d_p、地震規模をMとすると、

Mが一定の場合、D_r、d_r、D_p、d_p はかなり分散するが、大局的にはMと正の相関を示す。それらの上限値をそれぞれD_{r*}、d_{r*}、D_{p*}、d_{p*}とすると、その各々はいずれもMと共に増大し、その関係は、Mの狭い範囲内では

$$\log D_{r*} = aM + b$$

(a, bは定数)

の形で近似できる(d_{r*}、D_{p*}、d_{p*}についても同様)。6 ≤ M ≤ 8の範囲内で、距離の単位をkmとし、a, bのなるべく簡単な数値を求めると、

$$\log D_{r*} = M - 6.1 \dots \dots \dots (1)$$

$$\log d_{r*} = M - 5.4 \dots \dots \dots (2)$$

$$\log D_{p*} = 0.5M - 2 \dots \dots \dots (3)$$

$$\log d_{p*} = 0.5M - 1.7 \dots \dots \dots (4)$$

となる。

また表層滑落型崩壊を多発させる地震の規模には下限

があり、それはM6あるいはそれをやや下回る程度と思われる。

ところで小林(1971)が19例の地震(6.0 ≤ M ≤ 8.3)について調べたところによると、地震による鉄道路路盤の変状が50mm以上に達する地域の半径r(km)と地震規模Mとの間には、

$$\log r = 0.51M - 1.86$$

の関係がほぼ認められると言う。

$$r = d_{p*}$$

であることは注目される。

上記(1)~(4)のような関係を、例えば活断層の規模・活動周期とそこから発生し得る地震の規模との間の経験的關係と組みあわせて用いることにより、各地域の地震による表層滑落型崩壊発生危険度が、数十万分1の縮尺で議論できる。東京西郊加住丘陵東部のある地域でそのような問題を検討した例(田村, 1978)を下に示す。

この地区の周囲には、立川断層南部(この地域からの最短距離5km)、同北部(同13km)、五日市断層(同10km)、鶴川断層(同17km)といった活断層が知られている。これらの断層から発生する地震がこの地区に表層滑落型崩壊を多発あるいは散発させるための最小のMは、(1)式の D_{r*} あるいは(2)式の d_{r*} に上記の距離を代入して得られる。それによると、

$$\left. \begin{array}{l} \text{立川断層南部: 多発させるための} \\ \text{最小のMは6.8, 散発させるための} \\ \text{最小のMは[4.8]} \\ \text{同断層北部: 多発7.2, 散発5.6} \\ \text{五日市断層: 多発7.1, 散発[5.4]} \\ \text{鶴川断層: 多発7.3, 散発5.9} \end{array} \right\} \dots(5)$$

となる。

いっぽうこれらの断層の長さL(km)および平均変位速度S(m/年)は、それぞれ、

$$\left. \begin{array}{l} \text{立川断層南部: } L=20, S=0.3 \\ \text{同 北部: } L=5, S=0.08 \\ \text{五日市断層: } L=10, S<0.1 \\ \text{鶴川断層: } L<60, S\text{不明} \end{array} \right\} \dots(6)$$

である(貝塚ほか, 1977)。

松田(1975)によれば、これらL, SとMとの間には

$$\log L = 0.6M - 2.9 \dots(7)$$

$$\log \delta = 0.6M - 4.0 \dots(8)$$

$$R = \delta / S \dots(9)$$

といった関係が認められる。ここでδはその断層の変位量(m), Rは地震発生周期(年)である。

(6)のLの値を(7)式に代入してMを求め、さらにそれを(8)式に代入して求めたδと(6)のSから、(9)式によりRが求まる。こうして得られた、これらの断層から発生する最大地震規模Mおよびその周期Rは、それぞれ、

$$\left. \begin{array}{l} \text{立川断層南部: } M=7.0, R=5, 200 \\ \text{同 北部: } M=6.0, R=5, 000 \\ \text{五日市断層: } M=6.5, R<8, 000 \\ \text{鶴川断層: } M<7.8, R\text{不明} \end{array} \right\} \dots(10)$$

となる。

(5)と(10)とをくらべれば、この地域に表層滑落型崩壊を発生させる地震を発生させ得るのは、ほぼ立川断層南部だけであることがわかる。その周期は、(5)のM=6.8を(8)式に代入して求めたδと(6)のS=0.3とから、(9)式より4,200年と求まる。同様にこの地域に表層滑落型崩壊を散発させるような規模の地震は、立川断層南部、同北部および五日市断層から、それぞれ[250年], 2,900年, [>1,700年]の周期で発生し得ることになる(〔〕内の数値は(1)~(4)式適用範囲外)。また上記各式の適用外であるが、1923年の関東地震のような相模湾断層を震源とするM8程度の地震を考えると、同断層北端から約35km離れたこの地区は、表層滑落型崩壊多発域と同散発域との境界付近になるのではないかと思われる。

II-3 調査法に関する提案(むすびに代えて)

ここでは、Iで整理した地震性斜面崩壊とそれによる被害との特徴、およびII-1, 2から明らかになったそれに関する従来の調査研究法の問題点などに基づき、今後おこなわれる地震崩壊発生(直)後の調査および発生前の(多少とも崩壊予測に寄与するような)調査の方法について、いくつかの提案をおこないたい。

地震性斜面崩壊の発生は、大雨による崩壊にくらべてはるかに少ないので、個々の発生例を適確に記録しておくことは、その地域の個別の対策のためだけでなく、地震崩壊一般の調査研究を進める上にきわめて重要なことである。このような事例の記録には、崩壊地の分布状況と、個々の崩壊地の崩壊タイプ、崩壊物質の種類と土量等のあらましが含まれていることが望まれる。目撃者のある崩壊例については、おおよその崩壊過程も記録しておきたい。

このうち分布調査には、縮尺数千分の1以上の空中写真撮影がきわめて有効である。これはこの後に続くさまざまな分析に対して最も基礎的な資料となり、また行政的にも利用範囲が広い。II-2に紹介した、地震規模と崩壊発生地域の広がりとの関係の検討に役立てるためには、被害の大小にかかわらず崩壊発生地域全域がもれなく撮影されている必要がある。個々の崩壊地の崩壊タイプ、崩壊物質(土量を含む)の調査は、空中写真判読でも一部可能であるが、一般には簡略な現地調査もおこなう必要がある。これによって崩壊地の具体的な土地条件(とくに微地形、表層地質、水文条件など)と崩壊タイプ(規模を含む)とが明らかになり、両者の関係を検討

する基礎資料が得られる。なおその前に、既刊の地質図・地形分類図・土地条件図等を用いて、崩壊発生地域のやや一般的な土地条件を予察しておくことが有効なのは、言うまでもない。

これから先の調査は、上記の概査結果に基づいて抽出された少数の崩壊地に対する、より詳細なものとならざるを得ず、それは専門的な研究者・技術者によって遂行されるべきである。しかし上記の、空中写真撮影とその判読による分布調査ならびにやや簡略な現地調査は、専門家の手を借りなければならぬ面を含んでいても、それを即座に計画・実行する体制が地元の行政機関で整備されていることが望ましい。任意の届出を行政単位ごとに無原則的に集計したものを分布調査の代用とすることは、II-2で紹介したようなやや大量に分布する現象の小縮尺的解析になんとか用いられても、より詳しい解析にはとうてい耐えるものではない。

なお、抽出された少数の崩壊地の専門的精査にあたっては、発生源の形態・構成物質・水文状況だけでなく、移動・堆積部にも十分注目するようにしたい。一般に堆積土砂の取除き作業はすぐ開始されるので、それ以前に適当な視点からの地上立体写真の撮影、あるいはヘリコプターからの立体写真撮影をおこなっておくことが有効である。

上述のような概査・精査の成果は、それぞれのレベルにおける崩壊機構の推定としてまとめられ、そこで明らかになったさまざまな崩壊条件は、後述の崩壊危険度調査における判定の重要な鍵となる。

近年行政機関の手で斜面崩壊予測調査がいろいろと実施され、筆者もその一部に参加してきた(田治米ほか、1973、1977など)。それらの調査は、対象とする斜面を人工構造物あるいはそれに準ずるものと(暗黙のうちに)みなしている傾向があること、および対象地域の斜面の個別しつ皆調査結果を基礎資料としていること、などが特徴的である。たしかに市街地にある斜面は擁壁の有無を問わず多少とも人工の加わったものが大半を占めるが、I-3で指摘したように、近年造成が進んでいる丘陵地内の宅地の周辺には崩壊の可能性のある自然斜面が広く分布している。またある程度広域にわたる斜面の個別しつ皆調査には必然的に無理がともなう。筆者が関係した調査の場合でも、対象を住家に近接した崖、擁壁に限ってもなお多数の調査もれが出ているもようである。

そこで今後この種の調査をおこなうにあたっては、

1) 既存の地形図、地質図、地形分類図、土地条件図、さらには土地利用図等も利用した、一つの都府県全域程度を対象とする崩壊危険地域の概査(縮尺20万分の1~10万分の1程度で図化)をおこなってやや広域的な危険地域ないし問題地域を抽

出し、そこについて、

2) 空中写真判読による斜面構成の概要の把握(縮尺1万分の1程度で図化)

を実施することが有効であろう。2)の具体的手法の検討には、大雨による斜面崩壊を主な対象とした竹下(1971)、塚本(1974)、国土地理院(1976)などの研究が参考になると考えられる。また特定の地質構造や岩質と関連が深い地すべり性崩壊の可能性のある地域は、この段階までの調査で抽出することがほぼ可能である。2)の実施後、危険地域(問題地域)を中心に1回に1~数市町村を対象とした、

3) 斜面の個別しつ皆調査による崩壊危険度判定(縮尺3,000分の1~1,000分の1で図化)

をおこなうのが妥当である。この際人工的な崖および擁壁については、従来からこの種の調査で用いられている手法を一部修正して準用できるが、自然斜面についてはそれよりやや視野をひろげ、付近の稜線あるいは崖端から谷底に至る一連の地形断面全体について、微地形、表層(風化・堆積)物質、水文状況、植生などを調査する必要がある。これに関する手法の検討には、田村(1974)、羽田野(1977)などが参考になるとと思われる。

この段階の調査で危険と判定されたものについては、さらに

4) 被害の予測、防災対策

などをおこなわれなければならない、そのためには3)よりくわしい調査および斜面状態の日常的な観察も必要となる。これは行政機関の手だけで実施するよりも、住民の積極的参加を求めて遂行するほうがはるかに効果的と思われる。

以上の各段階の調査で、危険度判定の最も有力な基準を与えるものは、実際の崩壊例から帰納された種々の崩壊条件である。したがって土地条件に応じた各地域ごとの斜面崩壊例は、まさに行政資料として収集・解析・保管されるべきものと考えられる。

本文中の地震の発生日月日、震央、地震規模等は、最近のものを除き、宇佐美(1975)に従った。

文 献

- 市瀬由自
1971 「地震性崩壊の一例」『東北地理』23巻、p 239。
- 今村明恒
1925 「根府川方面山津浪調査報告」『震災予防調査会報告』100号乙、pp 85-86。
- 宇佐美竜夫
1975 『資料日本被害地震総覧』東大出版会。
1976 『歴史地震——古記録は語る』海洋出版。

宇都宮測候所

1950 「昭和24年12月栃木県の地震」『験震時報』15巻, pp 14—29。

大塚謙一・木宮一邦

1974 「1974年伊豆半島沖地震における中木地区の地すべり崩壊と基盤岩石の変質」『第11回災害科学総合シンポジウム講演論文集』pp 162—163。

奥田 稜

1976 「地すべり・崩壊と降水量の関係」『施工技术』9巻4号, pp 13—18。

貝塚爽平・松田時彦・町田洋・松田磐余・菊地隆男・丸田英明・山崎晴雄・村田明美

1977 「首都圏の活構造」『東京直下型地震に関する調査研究』その4, pp 165—220。

小出 博

1955 『山崩れ』古今書院。

国土地理院

1976 『航空写真による崩壊調査法』。

小林芳正

1971 「地盤震害の諸現象とその機構」『鉄道技術研究報告』744号。

1976 「関東大地震による根府川の山津波について」『第13回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集』pp 107—108。

斉藤博・大森八四郎・長岡正利・田村清志・五十川俊一・保谷忠男

1974 「中木地区城畑山崩壊による地形変化の写真計測」『第11回災害科学総合シンポジウム講演論文集』pp 160—161。

斉藤光格

1965 「都市的土地利用の土地基盤」『地図』3巻pp 157—166。

佐藤文止

1925 a 「東京西部地震調査報文」『地質調査所特別報告』1号, pp 111—139。

1925 b 「東京府北部地震調査報文」『地質調査所特別報告』1号, pp 141—146。

佐山 守・河角 広

1973 「古記録による歴史的大地震の調査(第1報) 弘化4年3月24日善光寺地震」『地震研究所速報』10号(2), pp 1—50。

竹下敬司

1971 『北九州市門司・小倉地区における山地崩壊の予知とその立地解析』福岡県林務部・福岡県林業試験場。

田治米辰雄・中野尊正・国井隆弘・望月利男・田村俊和

1973 『地震時における崖・擁壁の崩壊予測に関する調査(東京都区部)』東京都防災会議。

田治米辰雄・望月利男・国井隆弘・田村俊和
1977 『地震時の崖・擁壁の崩壊予測に関する調査(三多摩地区)』東京都防災会議。

田村俊和

1974 「谷頭部の微地形構成」『東北地理』26巻, pp 189—199。

1975 「斜面の人工改変とその崩壊予測」『東京直下型地震に関する調査(その2)』東京都防災会議, pp 127—135。

1977 a 「山・丘陵——丘陵地の地形とその利用・改変の問題を中心に」『地域開発論(I) 地形と国土利用(土木工学大系19)』, 彰国社, pp 1—73。

1977 b 「地震による表層滑落型崩壊の発生範囲について」『第14回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集』pp 395—398。

1978 「自然環境の保全と活用のための基礎調査, 1, 地形・地質」『宇津木地区(加住丘陵)における自然環境の保全と活用に関する調査研究報告書』日本住宅公団・造園学会 pp. 19—39。

(投稿中) 「地震により表層滑落型崩壊が発生する範囲について」『地理学評論』。

田村俊和・望月利男・国井隆弘

1973 「1972年12月4日八丈島東方沖地震による八丈島の災害—とくに斜面崩壊について—」『地学雑誌』82巻, pp 265—273。

塚本良則

1974 「豪雨型山崩れに関する1, 2の考察」『第11回災害科学総合シンポジウム講演論文集』pp 46—47。

東京都立大学地震研究グループ

1976 『最近の内陸直下型地震の調査報告』環境科学研究会。

中野尊正・高橋 裕・鈴木栄一・新井邦夫・田村俊和・飯田 務

1975 『山・がけくずれ, 地すべり, 土石流等の崩壊に及ぼす限界雨量調査報告書』三重県。

羽田野誠一

1977 「斜面地形と山くずれ」『山くずれと地質・地形構造の関連性に関する研究(文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果 A—51—4)』pp 23—27。

羽田野誠一・大八木規夫

1977 「地くずれ(land slide)と関連現象の分類」『第14回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集』pp 321—322。

堀田報誠・三浦 修・田村俊和

- 1968 「十勝沖地震による青森県南東部の斜面崩壊」
『東北地理』20巻, pp 195—201。
- 松沢武雄
1925 「根府川山崩調査報告」『震災予防調査会報告』100号乙, pp 81—83。
- 松田時彦
1975 「活断層から発する地震の規模と周期について」『地震』(II) 28巻, pp 269—283。
- Machida, H.
1962 “Rapid erosional development of mountain slopes and valleys caused by large landslides in Japan”
Geographical Reports of Tokyo Metropolitan Univ. 1 : 55—78.
- Tamura, T.
1976 “A preliminary study of historical anthropogeomorphology in the hill-lands of Japan” Geographical Reports of Tokyo Metropolitan Univ. 11 ; 163—176