

3.3 地震動と大規模崩壊

3.3.1 近年のいくつかの大地震とそれによる大規模崩壊の事例

近年の国内外の大地震とそれにより発生した大規模崩壊の関係について考察する。表-3.3.1 は、近年発生した国内外の5つの大地震（1999 台湾・集集地震，2004 新潟県中越地震，2008 中国・四川地震，2008 岩手・宮城内陸地震，2011 東北地方太平洋沖地震）とそれにより発生した代表的な大規模崩壊，およびその崩壊地の最寄りの地震観測点における地震動の諸元を整理したものである。この表からは次のような傾向が読み取れる。

- 崩壊面傾斜が 20° 以下の緩傾斜地で発生する事例が多い。
- 元の斜面が流れ盤構造か，地すべり地形で多く発生する。
- 地表の UD 成分が極めて大きい(表層での増幅が大きい)斜面で発生する事例が多い。
- 堆積岩地帯では $<3\text{Hz}$ ，火山噴出物地帯では $>3\text{Hz}$ の卓越周波数の地震動が効いているように見える。あるいは，崩壊規模の方が効いているのかもしれない。概して規模の大きい崩壊には低周波数（長周期）の地震動が対応しており，とくに， 10^8m^3 を超えるような大規模崩壊には， 1Hz を少し超える程度の比較的長周期の地震動が対応している。

3.3.2 断層の走向および地震動の振動卓越方位と崩壊面方向の関係

この3種類の方向あるいは方位の間には，次のような関係が考えられる。

① 断層の走向（断層破壊の進行方向）－振動卓越方位

断層破壊の進行方向は大局的には断層の走向と一致しているが，四川地震や東北地方太平洋沖地震のように断層面が巨大であると，断層の破壊進行方向が断層の走向と一致しているとは限らない。断層破壊は断層面上で水平方向のみならず，深さ方向にも進行する。断層破壊に伴って放出される地震波の振動方向は，断層破壊の進行方向と密接な関係がある。たとえば，横ずれ成分の大きな断層の破壊進行方向では，それに直交する方向に振動するS波が生ずる。

② 断層の走向（断層破壊の進行方向）－崩壊面方向

直下型地震の場合は，統計的に両方向が直交する割合が最も大きい例が多い。逆断層といえども横ずれ成分も含まれていることが多いので，上記のように，断層破壊の進行方向（あるいは断層の走向）に直交する方向に振動するS波が発生し，それが崩壊の誘因になったと解釈することができる。

③ 振動卓越方位－崩壊面方向

統計的には両方向が一致する崩壊の割合が大きいことが期待される。

そこでまず，断層の走向（断層破壊の進行方向）と振動卓越方位の関係を表-3.3.1 から抽出する。東北地方太平洋沖地震の断層の走向は一応海溝軸の走向としておくが，葉の木平の地すべりを起こした地震波（第3波）は，図-3.2.1 に示されているように，海溝軸とは直交する方向（沖から陸地に向かう）に進行する破壊から生じたように見受けられるので，その場合を（ ）付きで表した。

No.	地震名	M	断層面			断層線との位置関係	最高の観測点における地震動(水平動)						崩壊規模 (m ³)	崩壊面方位	崩壊面傾斜 (°)	地質	その他の特徴		
			タイプ	長さ(km)	走向		傾斜	観測点位置	PGA (gal)	fp (Hz)	PGV (kine)	fp (Hz)						振動卓越方位	継続時間 (s)
1	台湾・集集 (1999)	7.7	直下型 逆断層型	80	NNE-SSW	30°E	断層線南端から上盤側に約5km投影断層面内	CHY080 草嶺 (11km)	842 (NS)	1.2	96 (NS)	1.2	NE-SW	35	2.4 × 10 ⁸	SW	10 ~ 15	(新第三紀)堆積岩 砂岩・頁岩互層	UD大 (716gal) 流れ盛・崖 地すべり地形
							断層線中央から上盤側に約15km投影断層面内	TCU089 (6km)	348 (EW)	3.0	45 (EW)	—	(E-W)	35	3.5 × 10 ⁷	SE	20 ~ 25	(新第三紀)堆積岩 頁岩	流れ盛 崖
2	新潟県中越 (2004)	6.8	直下型 逆断層型	20 ~ 25	NNE-SSW	50°W	断層線中央から上盤側に約7km投影断層面内	NIG019 小千谷 (10km)	1308 (EW)	1.5	120 (EW)	—	—	20	>10 ⁶	WNW	15 ~ 20	(新第三紀)堆積岩 シルト岩 砂質泥岩	UD大 (820gal) 流れ盛 地すべり地形
3	中国・四川 (2008)	8.0	直下型 逆断層型	300	NE-SW	50°NW	断層線中央から上盤側に約20km投影断層面内	MZQ 清平 (12km)	824 (EW)	1.1 (等価)	122 (EW)	1.1 (等価)	—	40	7.5 × 10 ⁸	ENE	35	(原生代)白雲岩 (古生代)石灰岩 砂岩・泥岩・頁岩	UD大 (623gal) (流れ盛) (地すべり地形)
4	岩手・宮城内陸 (2008)	7.2	直下型 逆断層型	40	NNE-SSW	40°W	断層線から上盤側に約10km投影断層面内	IWTH025 一関西 (12km)	1433 (EW) 1036 (NS)	7.1- 20	67 (NS) 38 (NS)	0.77- 0.33-	(E-W) —	35 30	6.7 × 10 ⁷	SE	0 ~ 2	(新第三紀)火山岩 砂岩・シルト岩 軽石質凝灰岩	UD大 (386gal) 地すべり地形 湖成層
5	東北地方太平洋沖 (2011)	9.0	海溝型 逆断層型	500	NNE-SSW	10°W	海溝軸から上盤側に約260km投影断層面外	FKSH10 西郷 (13km)	1062 (NS) 180 (NS)	4.0 3.3	36 (NS) 17 (NS)	4.0 2.0	(NNE-SSW) (N-S)	155 135	3.0 × 10 ⁴	NE	10 ~ 20	(第四紀)火山岩 スコリア・軽石 火山灰質粘性土	地表部でのUDの増幅大 (86→1016gal)

※ 3.3.1 地震による大規模崩壊と誘因となった地震動の特徴

両方向がほぼ一致：草嶺，葉の木平

両方向がほぼ直角：九份二，荒砥沢，（葉の木平）

次に，断層の走向（断層破壊の進行方向）と崩壊面方向の関係を調べる。四川地震の断層の走向は NE-SW であるが，大光包近辺における断層破壊の進行方向は，推定断層面のすべり量分布によると NNE のようにも見受けられる。その場合を（ ）付きで表示した。

両方向がほぼ一致：草嶺，大光包，葉の木平

両方向がほぼ直角：九份二，東竹沢，荒砥沢，（大光包），（葉の木平）

上記2つの関係から，振動卓越方位と崩壊面方向の関係は次のようになる。なお，東竹沢と大光包はデータ不足のため省略している。

両方向がほぼ一致：草嶺，九份二，荒砥沢，葉の木平，（葉の木平）

大光包と葉の木平については（ ）付きの方を採用すると，草嶺以外はいずれの関係も従来の例に多く見られる常識的なものになっている。なお，草嶺では，台湾中央気象台が草嶺観測点で観測した集集地震の地震動から求めた振動卓越方位と，崩壊面の方向は明瞭に一致している。

3.3.3 地震エネルギーと崩壊規模

小規模な崩壊はS波の一撃で一気に崩れることも有り得るが（地震力すなわち地震加速度が関係），大規模な崩壊の場合，崩壊発生の原因は地震動の一撃よりも振動の繰り返しとその継続時間が影響すると考えられる（地震エネルギーすなわち地震速度が関係）。今までの経験では， 10^8 m^3 を超えるような大規模崩壊には， 100 kine を超える地震速度が必要である。表-3.3.2 は，表-3.3.1 で取り上げた地震動の最大加速度，最大速度，卓越周期，主要動継続時間とそれらを元に以下で説明する計算を行った結果を整理したものである。

単位体積当たりの歪エネルギーを W ，単位体積当たりの運動エネルギーを K とすると，一波長についての平均エネルギー $\text{Ave}(K+W)$ は，次のように表せる（宇津，1977）。

$$\text{Ave}(K+W) = (1/2) \rho (\omega A)^2 = (1/2) \rho (\text{PGV})^2$$

表-3.3.2 地震動の諸元と地震エネルギーに関する計算過程

No.	地震名	崩壊名	PGA (gal)	Tp (秒)	PGV (kine)	(PGV) ² (kine ²)	Tp (秒)	(PGV) ² × Tp	主要動継続時間 Td (秒)	(PGV) ² × Td	崩壊規模 (m ³)
1	台湾・集集 (1999)	草嶺	842	0.83	96	9.2E+03	0.83	7.6E+03	8	7.4E+04	2.4E+08
		九份二	348	0.33	45	2.0E+03	—	6.6E+02	20	4.0E+04	3.5E+07
2	新潟県中越 (2004)	東竹沢	1308	0.67	120	1.4E+04	—	9.4E+03	6	8.4E+04	1.0E+06
3	中国・四川 (2008)	大光包	824	0.93 (等価)	122	1.5E+04	0.93 (等価)	1.4E+04	16	2.4E+05	7.5E+08
4	岩手・宮城内陸 (2008)	荒砥沢	1433	~0.14	67	4.5E+03	~1.3	5.9E+03	10	4.5E+04	6.7E+07
5	東北地方太平洋沖 (2011)	葉の木平	1062	0.25	36	1.3E+03	0.25	3.4E+02	15	2.0E+04	3.0E+04

ここで、 ρ は密度、 ω は角周波数、 A は変位振幅、 PGV は地表でのピーク速度振幅である。

一波長の積算エネルギーは、上式に卓越周期 T_p をかけることにより得られる。 $(PGV)^2 \times T_p$ (表-3.3.2 参照) に対する崩壊規模の関係を図-3.3.1 に示す。さらに、同程度の振幅の波の数をかけることにより、継続時間も考慮することができる。すなわち、 $T_p \times$ (主要動の波の数) \doteq (主要動継続時間 T_d) と見なせるので、 $(PGV)^2 \times T_d$ を求め (表-3.3.2 参照)、それに対する崩壊規模の分布を図-3.3.2 に示した。

東竹沢を除く 5 か所の崩壊は、一本の曲線に載っているように見える。この 5 か所の崩壊を滑らかに結んだ曲線を、地震エネルギーに対する崩壊規模の上限を示す包絡線と考えることができる。地震エネルギーがどんなに大きくなっても (地震の規模自体に上限があるが)、崩壊規模は頭打ちになり、 10^9 m^3 を超える崩壊は起こらないことを示している。崩壊を起こす斜面の広がりには地形的な制約があることも原因であろう。新潟県中越地震時の東竹沢では、地質・地形的条件が許せば、実際の 100 倍を超える土量の地すべりが発生する可能性があったことが、図-3.3.2 から読み取れる。

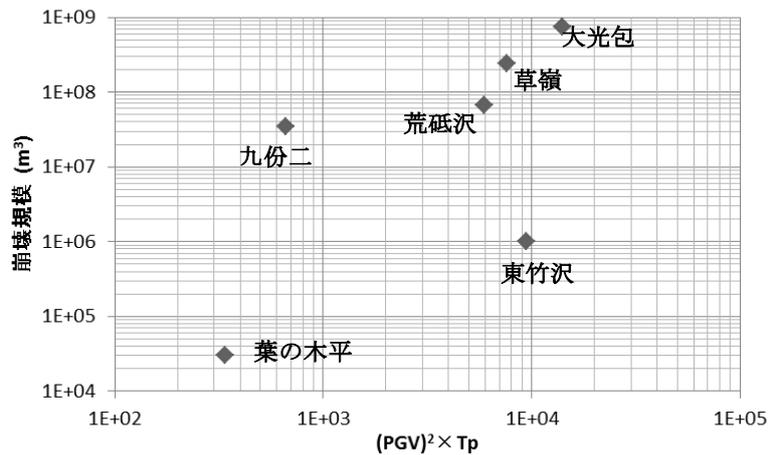


図-3.3.1 一波長の地震エネルギーと崩壊規模の関係

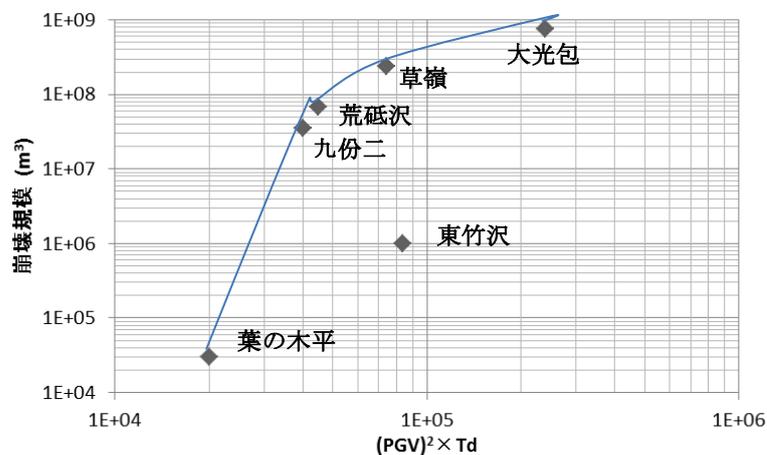


図-3.3.2 主要動の継続中に受ける地震エネルギーと崩壊規模の関係

(1/2) ρ (PGV)² × Td は、単位体積の斜面の土が、地震の主要動を受けている間に得る弾性エネルギーである。このエネルギーにより斜面の土が移動するかどうかは力学上の問題であるが、受けるエネルギーが大きいくほど、単位体積の土の移動する確率が高いと考えられると、それだけ大きな体積の土がまとまって移動する確率が高くなる。したがって、(PGV)² × Td と崩壊規模（土砂量）の間には密接な関係が存在する。

参考までに、ピーク加速度 PGA と崩壊規模の関係を図-3.3.3 に示した。一定の傾向は示しておらず、少なくともピーク加速度と大規模崩壊の規模とは対応しないようである。

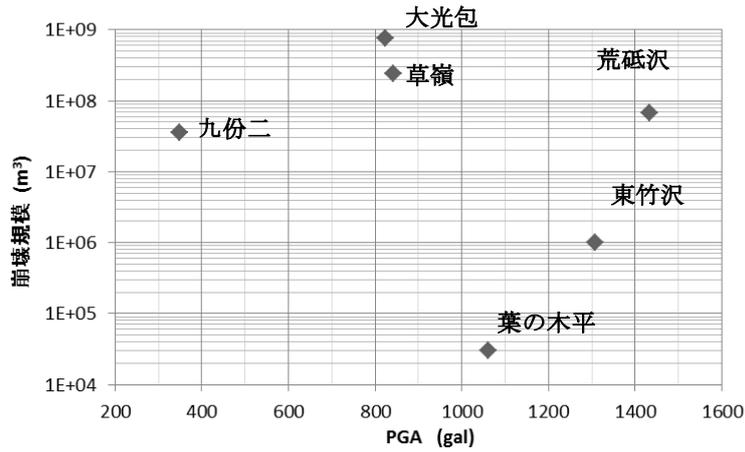


図-3.3.3 ピーク加速度と崩壊規模の関係