
巻頭言	一人からの国際協力	防災科学技術研究所理事長	片山恒雄	1
小特集	災害とその後の技術			
	地震時の斜面崩壊分布と地形・地質		沖村 孝 鳥居宣之	2
	岩盤崩壊メカニズムについて		大西有三 西山 哲	9
	津波防災のあり方		高橋道夫	16
やさしい知識	レンズ交換式一眼レフ型デジタルカメラ FinePix S2Pro		永島靖夫 山本昌永	23

一人からの国際協力

独立行政法人・防災科学技術研究所 理事長 片山 恒雄

私は、24歳から27歳までの3年間をシドニー(オーストラリア)で過ごし、外国でPh. D.を取るという、当時としては数少ない経験をしたが、私が大学を出た1960年代には、ふつうはそう簡単に外国へ行けなかった。最近では、20歳代で国際的な研究集会に出席することは珍しくないし、外国で勉強する人も多い。そのわりには、自分たちに与えられた国際協力の機会を十分活かしていないように思うのは、私だけだろうか。

環境に恵まれているからといって、努力無しでは、国際協力はできない。

チャンスがあまりに容易に与えられたために、有難味がわからないのかもしれない。次の機会はいつ来るかという気持ちがあった頃の癖は抜けない。今でも、私は発表の前日に2、3回は声を出して練習する。英語を母国語にする人の中にも、手のひらに入るくらいのカードを見ながら発表する人がいる。カードを見せてもらったことがあるが、長いセンテンスで息継ぎをすところには、赤鉛筆でマークしてあった。

最近では、同じ会議に何人もの仲間がいることも多い。群れたくなる気持ちもわかる。英語が飛び交う中での食事は味わうひまもあるまい。しかし、せっかく外国へ行きながら、いつでも会える人たちばかりと一緒にでは、時間もお金ももったいない。

ずうずうしくあるべきところと謙虚であるべきところをわきまえることも大切である。特に大切なのは、自分より弱い立場で一生懸命やっている人に対する謙虚さである。私は地震とか災害に関係した会議に出席することが多いが、日本に寄せるアジアの人たちの期待を強く感じる。日本人から話し掛けられることを待っている人たちがいるのだ。

話は少し変わる。

私は、ユーゴスラビアのスコピエに2回行った。1回は、家内と長女と一緒に3カ月半ほど過ごした。私は37歳で、次女はまだ生まれていなかった。

スコピエはユーゴスラビアのマケドニアの首都で人口50万人ほどの都市である。ユーゴスラビアの東南部にあってギリシャと接している。1963年スコピエ地震の後、ユネ

スコの肝いりで、地震学と地震工学の研究所がつくられた。大学院レベルの教育と研究を行っていて、それまでも日本から何人かの先生が教育に協力しておられた。外国で本格的に教えるのは初めてだったし、5歳の娘を連れて3人の外国暮らしということで、緊張もしたが、その分思い出も多い。今でこそ、スコピエの研究所は、町はずれに立派な建物を持っているが、その頃は町中の古びた建物の中にあった。もう一度地震が来たら、すぐにでも倒れそうだった。

所長のヤキム・ペトロフスキは40歳代前半だったと思う。強いたばこを口から離さず、アルコールも強かった。家族と一緒にだったせいで、多くの研究者と家族ぐるみで親しくなった。

その後、ヤキムは地震工学の分野で世界的に活躍するようになった。マケドニアには、そんなに仕事がない。所員を養ってゆくためには、仕事を国外に求めなければならず、ヤキムのようなプロモーターが必要だった。そして、プロモーターとしての活躍を通して、ヤキムは国際的に知られる研究者になった。

1992年、マドリッドで世界地震工学会議が開かれたときのことで。私は、その4年前からこの国際会議の主催学会の事務局長になっていた。チトー大統領が死んで、ユーゴスラビアはいくつかの小さな国に分かれた。これらの独立した国が別々に国際学会の会員になりたいと申請してきた。マケドニアもその一つである。ところが、マケドニアという地名は歴史的にギリシャの一部だと言って、ギリシャの代表が猛烈に抗議してきた。ヤキムも負けてはいない。顔をくつつきそうなほど近づけて、まくし立ててくる。あの強面のヤキムに、「落ち着け、悪いようにはしないから」と言えたのは、個人としての付き合いがあったからである。結局、ギリシャの代表を口説き落として、マケドニアを入会させることができたし、そのときやり合ったギリシャの代表とも良い友人になった。

国際協力が大切といっても、結局は個人レベルで信頼し合えるかどうかにかかっている。甘いと言われるかもしれない。老いの躁り言と言われたくはないが、こんなことを書くのは、年をとった証拠である。

地震時の斜面崩壊分布と地形・地質

おきむら たかし
とりのい 孝
鳥居 宣之**

1. はじめに

1995年1月に発生した兵庫県南部地震による六甲山系の崩壊を調査して以後、地震により発生した山腹斜面崩壊を見る機会が2回あった。一回は1999年9月台湾で発生した集集地震による山腹崩壊¹⁾で、もう一回は2001年1月に出現したエルサルバドル地震による崩壊²⁾であった。兵庫県南部地震では6,435名にも達する多くの死者が出現したが、土砂災害によるものは西宮市仁川百合野町で発生した崩壊によるものは34名³⁾と比較的少なかった。台湾では地震による2,496名の死亡の中で、大規模山腹崩壊により九分二山で41名、草嶺で33名⁴⁾が死亡した。エルサルバドルでは2回の地震で1,259名が死亡したが、地すべりでは1月13日の地震で193名、2月13日の地震で92名が死亡⁵⁾するという惨事が発生した。

地震による山腹崩壊は、豪雨に起因するそれに比すると頻度は少なく、またそれによる被災規模も少ないが、突発的に出現する現象であるがゆえにあらかじめ備えることができないという宿命にある。このため危険斜面の予知・予測が大切になるが、出現頻度が少ないために解析できるデータが少ないという欠点があり、豪雨時の予知・予測に比して大きく遅れている。ここでは、1995年兵庫県南部地震および1999年台湾集集地震で出現した山腹崩壊のデータを取りまとめ、その特徴を報告するにとどめる。

2. 兵庫県南部地震による山腹崩壊分布の特徴

兵庫県南部地震による六甲山系の崩壊は、いくつかのステージでさまざまな資料を使うことによりその解析を行ってきた。

第1ステージ：地震発生直後に撮影された空中写真判読による第1次崩壊分布図（縮尺1/10,000）の作成およびこれを用いた崩壊発生位置の地形立地解析⁶⁾。

第2ステージ：平成7年5月および9月に撮影された空中写真および現地踏査による第2次崩壊分布図（縮尺

1/10,000）の作成（建設省六甲砂防工事事務所）およびこれを用いた地震時および地震後の降雨による崩壊発生位置の地形立地解析^{6),7)}。

第3ステージ：第2次崩壊分布図と数値地形モデルを用いた地震時および地震後の降雨による崩壊発生位置の地形立地解析^{6),7)}。

第4ステージ：トップリング型崩壊メカニズムによる震度法を用いた斜面安定解析による地震震度の推定⁸⁾。

第5ステージ：いくつかの斜面を対象とした地震時動的斜面安定解析による地震後の降雨による斜面安定解析^{9),10)}。

本節では、第3ステージまでに得られた成果について報告する。兵庫県南部地震による六甲山系の山腹崩壊の特徴（第1ステージ時点）に関しては以下のまとめをすでに報告している。

1) 崩壊分布は東六甲地区に多い。2) 崩壊は活断層に沿って帯状に分布している。3) 全体的に崩壊斜面は非常に小さい。4) 崩壊は急斜面で発生している。5) 崩土の流走部や削剝域は非常に小さい。6) 崩壊は直線型斜面あるいは尾根型斜面で多発している。7) 崩壊は遷急点付近で多発している。8) 植生のない露頭崖からの崩壊も多い。9) 転石による被害も発生した。10) 崩壊には至っていないが変位を大きく伴った亀裂も見られた。11) 崩壊後の斜面は平滑ではなく凹凸面が多かった。

図1は第1ステージ段階で得られた崩壊分布図⁶⁾である。特徴の3)に示したように、崩壊規模が小さかったために崩壊形状を示すことができず、この図は単に位置のみを示している。図1より崩壊が東六甲に多いこと、および大月、五助橋断層や芦屋断層の北西側に沿って崩壊が帯状に分布している様子がわかる。図2に一般的な活断層の様子を示す¹¹⁾。六甲山系の活断層は最も相対的な変位量が大きくなっている状態であり、この図の一番奥の様子になっている。これは断層を直交方向に解析する谷があり、この谷壁斜面、谷頭斜面および解析谷に残る三角末端面は特に急斜面であり、ここで崩壊が出現したため、活断層に沿って帯状に崩壊が出現したものと考えられる。この考え方を裏付ける状況証拠として、崩壊の方位を示した図を図3に示す⁹⁾。これは1/4次メッシュ（約230m×280m）を用

* 神戸大学都市安全研究センター 教授

** 同 助手

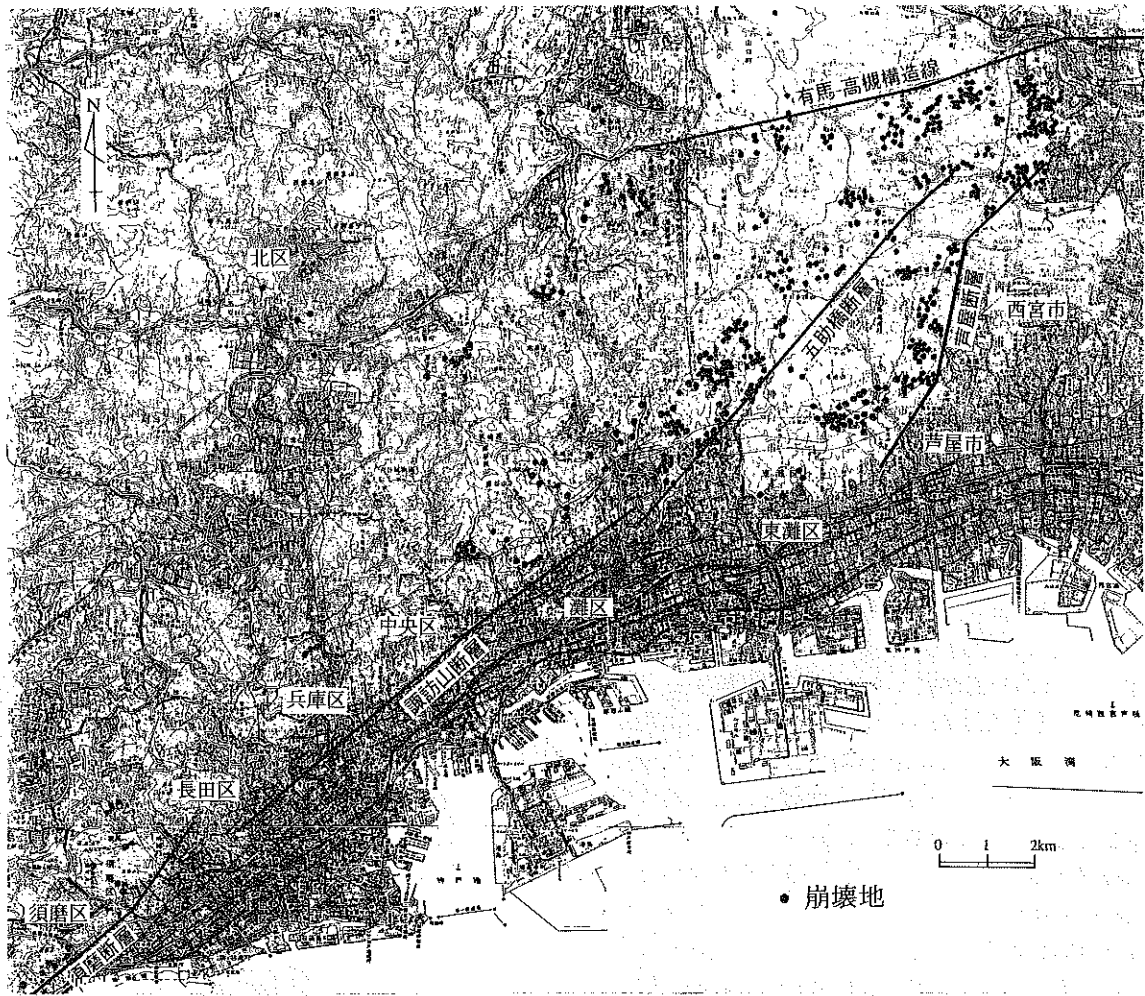


図1 阪神・淡路大震災時の六甲山系の崩壊分布⁵⁾

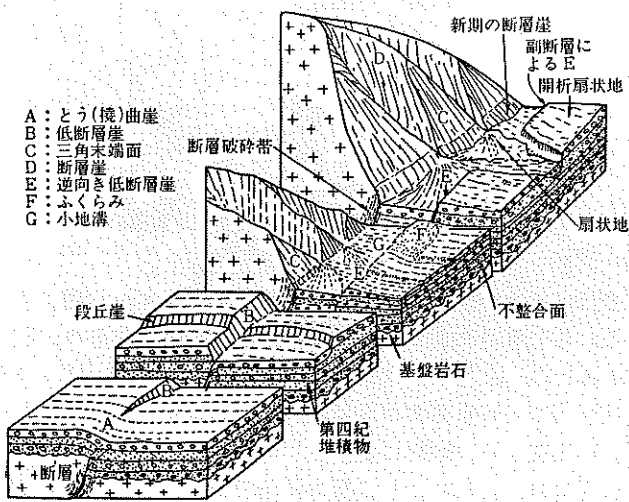


図2 一般的な活断層地形¹¹⁾

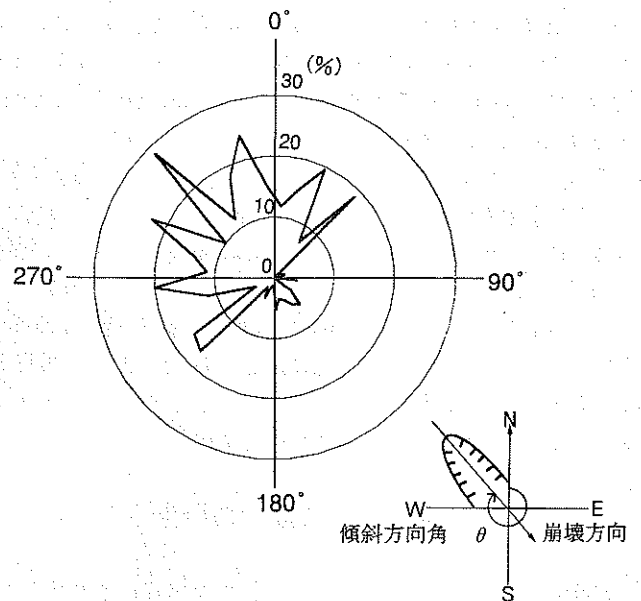


図3 阪神・淡路大震災時の六甲山系崩壊斜面の方位⁵⁾

いて、崩壊の方位を示したものであるが、北東～南西方向の断層の走向に対して直交成分の北西から南東方向への崩壊と、これに直交する断層と同じ北東から南西方向と南西から北東方向向きの斜面で崩壊が卓越していることがわかる。前者は谷頭斜面や三角末端面で多発した崩壊を暗示し、後者は谷壁斜面での崩壊が多発していることを暗示してい

るものと考えられる。

図4は第3ステージで、数値地形モデルを用いて得られた崩壊傾斜角の分布を示す⁶⁾。用いた数値地形モデルは、50 m メッシュ間隔である。この図に第2ステージで得られた

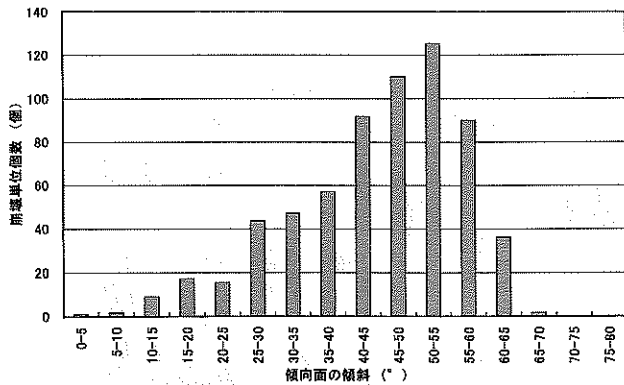


図4 50 m 数値地形モデル上の崩壊傾斜角分布⁹⁾

第2次崩壊分布図を重ね合わせ、崩壊したセルを崩壊セルと定義し、各セルの傾斜を1次傾向面で近似して求めたものである。上図は崩壊セルの傾斜ヒストグラムを示している。これによると50~55度の斜面が一番数多く出現しており、ついで45~50度の斜面の崩壊が多い。一般に豪雨による崩壊は35~40度の斜面が最も多く崩壊が出現すると言われており、これより急な斜面で地震時には崩壊が出現することが明らかになった。これは豪雨ではある程度の厚みを持った表土層が崩壊するのに対し、地震では急な斜面の剝離崩壊型が多発するためであろう。

図5は山腹斜面の基本形を示す¹²⁾。このように縦断面の形状と等高線の形状から山腹斜面は9つのタイプに区分できる。図6は今回の地震で山腹斜面崩壊がどの斜面形に多かったかを示したものである⁹⁾。これより凸型斜面で崩壊が多発したことがわかる。一方、六甲山系では1967年に集中豪雨により山腹斜面崩壊が多発したが、この時の調査によると崩壊多発斜面は谷型斜面に全体の約75%が出現したことが報告されている。このように見ると、豪雨時と地震時では全く異なる斜面形で崩壊が出現することが明らかになった。前者は雨水が集まりやすい場所、後者は地震動の増幅が大きくなる場所に相当することがわかる。

写真1は芦屋川に沿った斜面の崩壊を示している。これによると崩壊面は割れ目に沿って剝離したようになっており、崩壊面は凹凸が激しいことがわかる。崩壊したものは土砂ではなく岩石状で、その大きさは人頭大であることもわかる。さらに崩壊した岩石は崩壊直下で堆積していることがわかる。写真2は六甲ケーブルの路線に達した落石であり、写真3は、崩壊にまでは至っていないが、1m近い滑落崖が出現した亀裂である。これらは上述した特徴の9)、10)である。

3. 地震後の降雨による崩壊の発生

六甲山系では豪雨による崩壊の発生を事前に予知するために、半減期の考え方を取り入れた有効降雨量を用いた限界降雨量が提案されていた。これを用いて気象台が発表する3時間降雨予測を活用して、3時間後の崩壊危険を予知し警戒避難や警戒体制に活用してきた。阪神・淡路大震災が発生した年の5月と7月に降雨があったが、これらの降雨量は地震以前から使用しているこの限界雨量に達するま

着眼点	最大傾斜の方向(落水線)の変化状態			
	分類基準	水平断面形(等高線の平面形)による斜面分類		
		分類	尾根型斜面(散水斜面)	直線斜面
最大傾斜の垂直断面形による斜面形の変化状態	凸形斜面	① 凸形尾根型斜面 	④ 凸形直線斜面 	⑦ 凸形谷型斜面
	直線斜面	② 直線尾根型斜面 	⑤ 直線直線型斜面 	⑧ 直線谷型斜面
	凹形斜面	③ 凹形尾根型斜面 	⑥ 凹形直線斜面 	⑨ 凹形谷型斜面

図5 山腹斜面の基本形¹²⁾

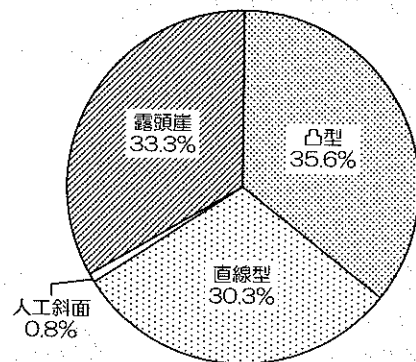


図6 阪神・淡路大震災時の六甲山系崩壊斜面の分布⁹⁾

ではほど遠い小雨であった。にもかかわらず、六甲山ではこれらの雨量により、5月末では68箇所(空中写真の判読のみ)で、10月末では地震時(747箇所)とほぼ同数の870箇所(空中写真および現地調査)での崩壊が確認された。この事実より、地震により六甲山系の表土層は何らかの影響を受け、これにより少量の降雨であるにもかかわらず崩壊が出現した¹³⁾。このため、従来の限界降雨量を修正する必要が生じ、従来の限界雨量の80%とすることが決められたが、地震発生4年後には、もとの値に戻された。

図7は崩壊発生の時期と、その時までに出現している既崩壊との空間的な関係から、出現した崩壊をいくつかのタイプに分類し、それらのタイプの出現率を示したものである⁷⁾。地震時に出現した崩壊と空間的に隣接した場所で出現する崩壊は少なく、ほとんどが既崩壊場所とは異なる場



写真1 芦屋川で生じた崩壊の状況

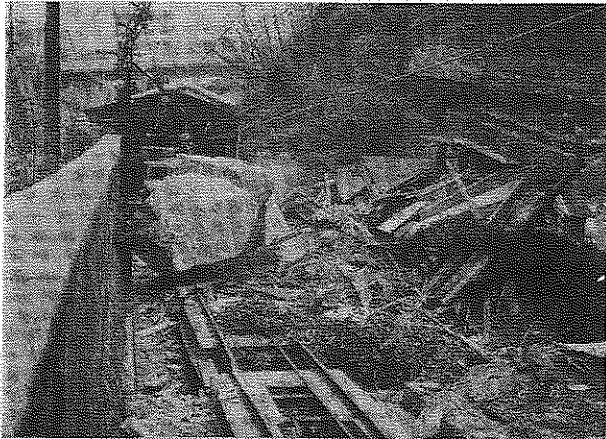


写真2 六甲ケーブル下駅付近の転石

所で独立に出現していることがわかる。このことは地震後の降雨による崩壊の場所を特定することが困難であることを暗示している。

4. 台湾における地震時の山腹崩壊

Wang ら¹⁴⁾ は、台湾集集地震を起因とする斜面崩壊地を対象として図8に示す崩壊分布図を作成した。この解析対象領域の面積は、約240,000 haであり、斜面崩壊地は、1999年9月22～26日の間に撮影された縮尺1/17,000の航空写真を用いて判読されている。この図より彼らは以下のことを明らかにしている。

- (1) 斜面崩壊地の個数は25,000箇所以上にのぼり、斜面崩壊地の大部分は、車籠埔断層と梨山断層によって挟まれた帯状地帯で発生している。
- (2) 梨山断層の東側では、ほとんど斜面崩壊が発生していない。
- (3) 図8に示す解析対象地において、NS方向に車籠埔断層、雙冬断層、水里断層、梨山断層という4本

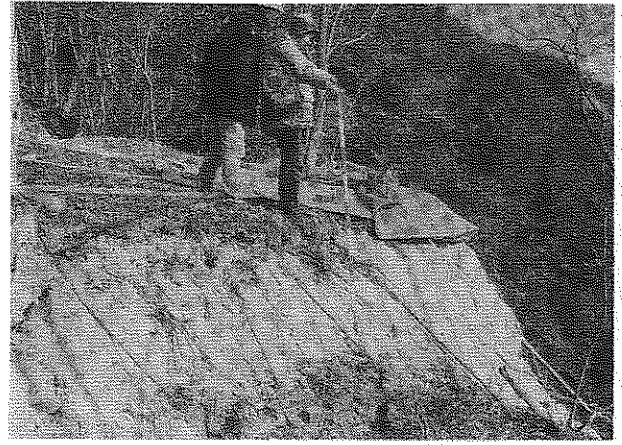


写真3 鶴甲老人ホーム付近の斜面亀裂

の断層が縦断しており、この4本の断層の縦断分布により、台中盆地、西部覆瓦状断層地帯、東部覆瓦状断層地帯、雪山山脈という4つの地形・地質的に異なった地域に分類している。

- 1) 西部覆瓦状断層地帯は、車籠埔断層と雙冬断層によって挟まれた地帯であり、その地質の大部分は、鮮新世の砂岩、頁岩で構成されている。標高の平均は約400 mであり、典型的なケスタ地形の特徴を示している。このケスタの急崖に沿って急傾斜の斜面崩壊、落石が発生している。九九峰では、表土層厚が1 m程度の表層崩壊が多発しており、総面積は5,000 haを超えている。地質は更新世の巨大な礫岩が圧倒的に多く、急崖を形成している。
- 2) 東部覆瓦状断層地帯は、雙冬断層と水里断層によって挟まれた地帯であり、この地帯における斜面崩壊数は、全体の崩壊数の35%以上を占めている。地質は、中新世の砂岩、頁岩で構成されており、山岳部の標高は2,000 m以下となっている。斜面崩壊地の大部分は、薄い層理面に沿った層すべりか斜面の急崖に沿った急傾斜の斜面崩壊となっている。また、この地帯では、九分二山と草嶺の2箇所において巨大な地すべりが発生している。
- 3) 雪山山脈は、水里断層と梨山断層によって挟まれた地帯であり、地質は、暁新世の石英岩質砂岩、硬頁岩で構成されている。この山脈地帯では、多くの落石や斜面崩壊が散在し、その地質は、割れ目のよく発達した砂岩か、砂岩と頁岩の互層で形成されている。しかし、層理のない、もしくは、層理の薄い頁岩によって形成されている斜面での崩壊も見受けられる。雪山山脈南部には、いくつかの盆地が存在している。埔里盆地、魚池盆地のような巨大な盆地に接する台地には、紅土段丘堆積物が分布しており、このような台地の端部に沿って段丘崖での崩壊が多発している。

また、過去の降雨と、台湾集集地震により発生した斜面崩壊地に対して、地形立地条件の比較を行っており、その結果を図9～11に示している¹⁴⁾。過去の降雨により発生した斜面崩壊地は、1995年～1997年の間に撮影された航空写

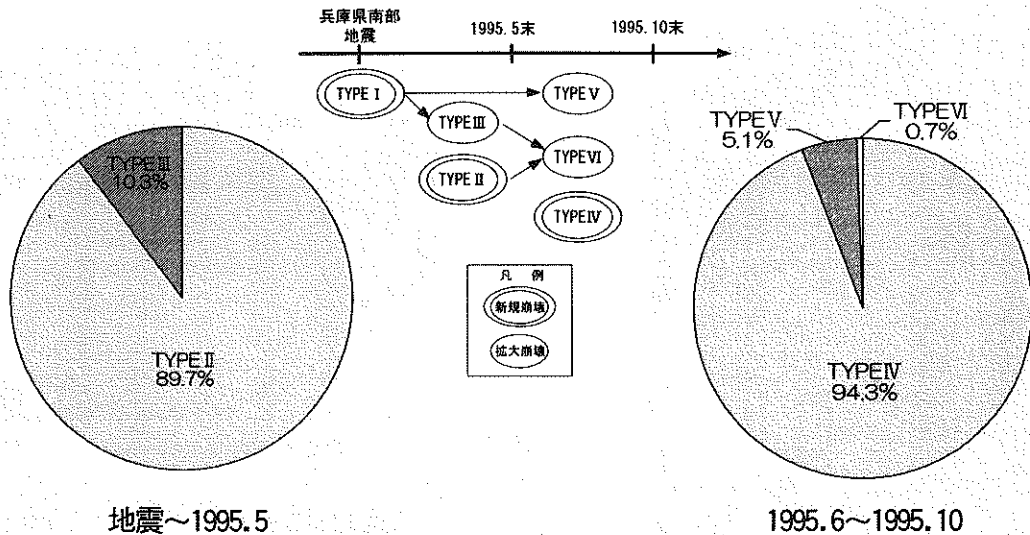


図7 地震後の降雨による崩壊発生位置の分布⁷⁾

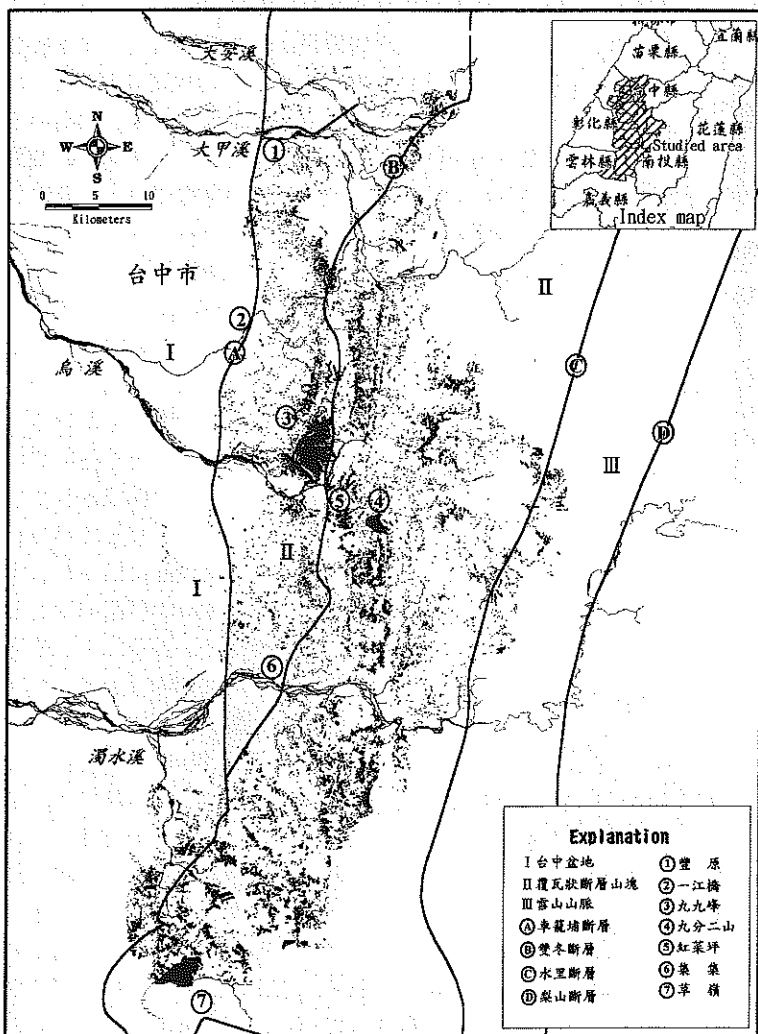


図8 台湾集集地震による山腹崩壊分布¹⁰⁾

真から判読されており、その数は約1,300箇所となっている。図9より、降雨による斜面崩壊地の大部分は傾斜が15°～45°であるのに対して地震による斜面崩壊地の60%以上は傾斜が45°以上にあるとしている。図10より、降雨による斜面崩壊地は斜面の低い部分で多く発生し、一方、地震

による斜面崩壊地は斜面の高い部分で多く見受けられるとしている。図11より、降雨による斜面崩壊地の崩壊方位は主にNE-SW系、NW-SE系であり、この解析対象地の地質的構造の走向とほぼ平行もしくは直交であるとしている。また、地震による斜面崩壊の崩壊方位はS→N方向、SE→NW方向、NE→SW方向、E→W方向が多く、地震断層とほぼ直交する方向であるとしている。

これらの結果と第2節で述べた六甲山系における結果と比較すると、どちらも斜面の上方（遷急点付近か）で、かつ傾斜が大きい場所で崩壊数が多くなっている。崩壊の方位に関しては、台湾は複数の断層が縦断しており、堆積軟岩で構成される起伏の激しい複雑な地形構造をしている。このため台湾における崩壊の方位は、一方向のみが卓越するという六甲山系の崩壊方位の傾向とは一致しなかったと考えられる。

5. 台湾と六甲山系の崩壊傾斜角の比較

上述した考察は崩壊地のみを対象として、それらの地形立地条件を考察しているが、地震によって崩れやすい斜面の特徴を検討するためには、母集団である山系全体から比較の考察を行う必要がある。このため第2節で紹介した第3ステージの研究が必要になってくる。前述したように、六甲山系全体の数値地形モデルを用いて、崩壊が出現したセルの特徴を明らかにしている⁹⁾。そこで同じ手法を台湾にも適用し、両者の比較を行うこととした。六甲山系では標高（崩壊した斜面の標高）、傾向面の傾斜（崩壊した斜面の傾斜）、傾向面の偏差（崩壊した斜面の凹凸状況）、斜面方位（崩壊した斜面の方向）の4つのパラメータを選定し、それぞれ定義し、その結果を報告している⁹⁾が、ここではこれらの定義については省略し、傾向面の傾斜のみの結果について報告する。

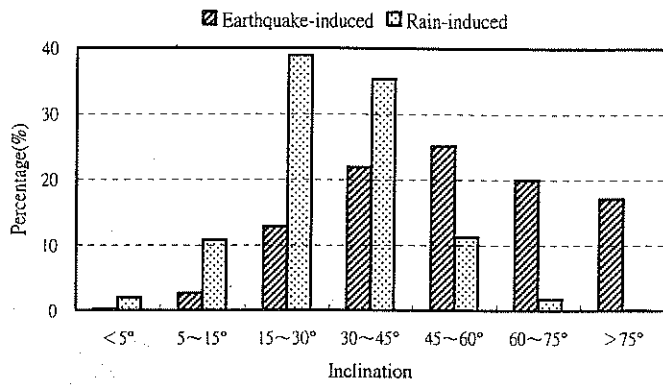


図9 台湾における崩壊傾斜分布¹⁴⁾

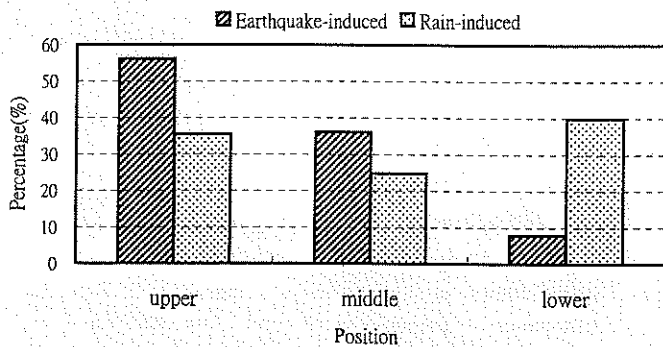


図10 台湾における崩壊発生位置の斜面内分布¹⁴⁾

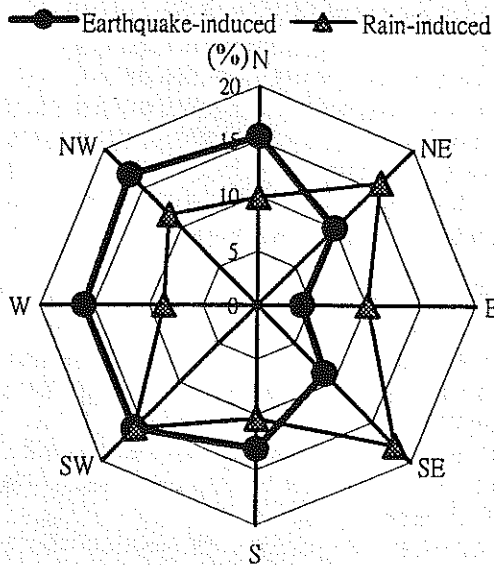


図11 台湾における崩壊方位の分布¹⁴⁾

六甲山系では50 m 格子間隔の数値地形モデルを用いて、六甲山系ほぼ全域を対象とした。その結果、単位格子個数は87,512個、崩壊格子数は671個となった。一方台湾では崩壊発生領域が広がったため、本研究では北部を濁水溪、南部を草嶺、西部を水理断層、東部を清水溪に囲まれたエリアを解析対象地として選定した。数値地形モデルは40 m 格子間隔である。この解析対象地全体では単位格子個数は318,125個、崩壊単位格子数は4,499個となった。崩壊格子は崩壊の中心を含むものと定義し、1つのメッシュ内に複数の崩壊地が含まれている場合はその崩壊地の数だけカウントした。解析対象地は台湾の方が3.6倍、崩壊格

子数は6.7倍となった。これより台湾の方が六甲山系よりも単位面積当たりの崩壊数は倍近く多いことがわかる。

台湾における山系全体の傾向面の傾斜分布を図12に、六甲山系のそれを図13に示す¹⁵⁾。台湾では、傾斜が0~5°の平地もしくは緩傾斜部分を除くと、傾斜が25~30°の単位格子を中心とした分布になっている。傾斜が10~45°の単位格子個数は全体の72.3%を占めている。また傾斜が0~5°の単位格子個数が全体の15.4%と突出しているのは、北西の平野部および山地内の段丘、盆地などの平坦な地形が解析対象地内で大きな面積を占めているためと思われる。六甲山系では傾斜の分布が5~55°までの場所がそれぞれおよそ8,000個前後とほぼ同程度の割合で分布していることがわかる。現地踏査では台湾の方が急峻な地形が多いように感じられたが、その一方では段丘や沖積低地も解析対象地には分布しておりこのような結果になったものと考えられる。また地質が第三紀層の軟岩であるため、このように45°以下の斜面が多かったものと思われる。一方六甲山系は断層に境された山系のため、また山頂に平坦面を有しているため、加えて地質が花崗岩であるため、このような分布になったものと考えられる。

台湾における崩壊地の傾向面の傾斜分布を図14に示す¹⁾。六甲山系のそれは図4にすでに示した。台湾では、傾斜が30~35°を中心としてほぼ正規分布に近い形状で出現している。一方、六甲山系では、傾向面の傾斜が45~55°付近の崩壊でピークを示し、全体的に斜面勾配の大きい方に偏った分布を示し、急斜面での崩壊が多かったことがわか

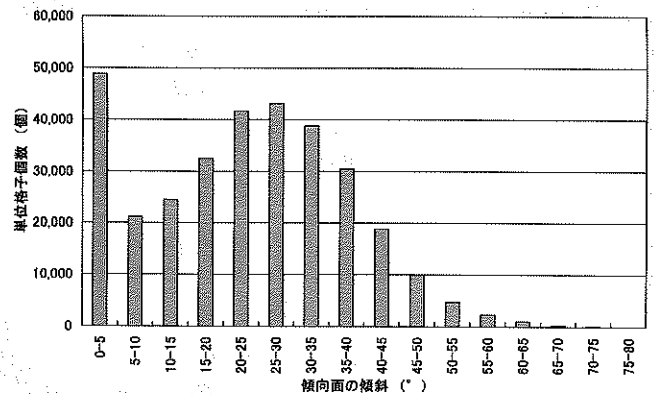


図12 台湾における解析対象地の傾向面の傾斜分布¹⁾

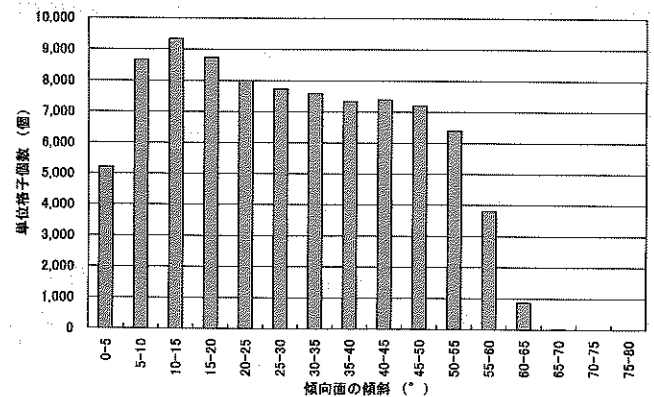


図13 六甲山系の傾向面の傾斜分布¹⁾

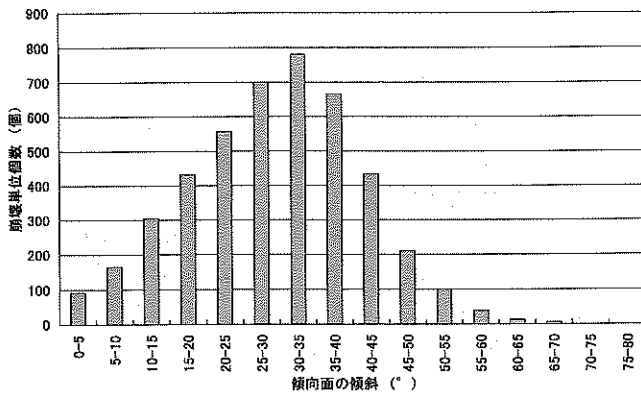


図 14 台湾における集集地震時の崩壊斜面傾斜分布¹⁾

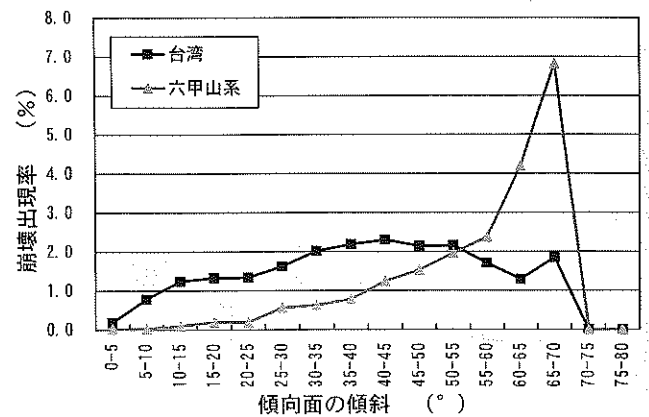


図 15 傾斜面の傾斜ごとの崩壊出現率^{1),6)}

る。絶対値の数から見ると、45~55°の崩壊は約230斜面であるのに対して、台湾では約300斜面と多く、急斜面で崩壊が多発している。ただ台湾では45°以下の緩斜面でも崩壊が多発していることが特徴的である。これは地質にも由来するところが多いと考えられる。

両地区の傾斜面の傾斜ごとの崩壊出現率を図15^{1),6)}に示す。これより台湾では傾斜が0~45°くらいまで崩壊出現率が徐々に増大し、45°で最大値2.3%となり、45~75°で徐々に減少することがわかる。一方、六甲山系では、傾斜が20~60°くらいまで崩壊出現率が徐々に増大し、60°で2.4%となり、60~70°でさらに急増して出現率は4.5~6.0%になることがわかる。また、全体としても右上がりの傾向、つまり70°までは傾斜面の傾斜の値が大きいほど崩壊が発生した割合は高かったといえる。各傾斜面の傾斜ごとの崩壊出現率を台湾と六甲山系と比較すると、台湾は六甲山系に比して、やや傾斜のゆるやかな場所での崩壊が発生しやすい結果となった。六甲山系の地質はほぼ一様に硬質な花崗岩が分布しているが、台湾の地質の大部分は、花崗岩よりやわらかい第三紀堆積岩で構成されており、また解析対象地の中には段丘面も存在しているため、このような地質の違いによって、傾斜と崩壊出現率の関係も異なったのではないかと考えられる。

以上のように、花崗岩のような硬質の地形では、地震時の崩壊は急傾斜面で、大規模には出現することは少なく、トップリングのようなメカニズムで小規模な崩壊が多発する。一方、第三紀層のような軟岩では緩傾斜面でも崩壊が出現する。台湾の場合にはケスタ地形であったため、受け盤斜面では急斜面で小規模な崩壊が出現したが、流れ盤斜面では層理面に沿った大規模な崩壊が出現した。地震時の崩壊は斜面を覆う表土層のみならず、基岩も亀裂面から崩壊するため、表土層が崩壊する豪雨時に比して急斜面での崩壊が多発する。換言すれば、豪雨時に崩壊する表土層は45°以上の斜面には堆積することがまれであるため、崩壊は表土層が堆積できる40°以下の斜面に多い。一方、台湾の場合でも豪雨時に比して地震時の方が急斜面で崩壊するが、崩壊材料は表土層に限らず、堆積岩そのものが崩壊す

るため、層理面の構造的な影響が両者の場合ともに大きいようである。このように地震時の斜面崩壊は、地質・地形の影響を大きく受けることが明らかになった。

参考文献

- 1) 沖村 孝：地震と地震後の降雨による崩壊発生の日本・台湾の比較研究，文部科学省科学研究費報告，12574003，94 p.，2002.
- 2) Tkashi Okimura et al.：Landslides Triggered by El Salvador Earthquakes — reconnaissance and Analysis report —，Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, 88 p.，2001.
- 3) 阪神・淡路大震災調査報告書編集委員会編：8.2 地すべり，阪神・淡路大震災調査報告書共通編—2，pp. 547-564，1998.
- 4) 古谷尊彦：1999年9月21日台湾集集地震に起因した大規模地すべり現象について，地すべり，37-4，pp. 33，2001.
- 5) 神戸大学工学部建設学科土木系教室兵庫県南部地震学術調査団：神戸大学工学部兵庫県南部地震緊急被害調査報告書（第2報），pp. 169-184，1995.
- 6) 沖村 孝・鳥居宣之・伊井政司：兵庫県南部地震による山腹斜面崩壊の実態，土地造成工学研究施設報告，13，pp. 147-167，1995.
- 7) 沖村 孝・鳥居宣之・永井久徳：地震後の降雨に伴う山腹斜面崩壊の地形立地解析，神戸大学都市安全研究センター研究報告，2，pp. 19-31，1998.
- 8) 沖村 孝・吉田信之・奥西和夫・鳥居宣之：兵庫県南部地震により発生した六甲山系山腹崩壊メカニズムの一考察，京都大学防災研究所年報，40，B-1，pp. 115-125，1997.
- 9) 沖村 孝・鳥居宣之・永井久徳：地震動が表土層に与えた影響について—五助橋地区を対象として—，建設工学研究所論文報告集，41-B，pp. 61-75，1999.
- 10) 鳥居宣之・沖村 孝・永井久徳：地震動が表土層に与えた影響について（その2），建設工学研究所論文報告集，42-B，pp. 129-143，2000.
- 11) 地盤工学会編：建設計画と地形・地質，土質基礎工学ライブラリー—26，pp. 97，1998.
- 12) 鈴木隆介：地形図読図入門，第3巻段丘・丘陵・山地，古今書院，pp. 755，2000.
- 13) 富田陽子・桜井 亘・中庸 充：六甲山系における地震後の降雨による崩壊地の拡大について，新砂防，48-6，pp. 15-21，1996.
- 14) Wang, W., H. Nakamura, T. Kanai and M. Lee: A Phtogeologic Study on the Earthquake-induced Slope Failure in Central Taiwan on September 21, 1999. 第39回日本地すべり学会研究発表会講演集，pp. 417-420，2000.

岩盤崩壊メカニズムについて

おにしゅうぞう
おにしゅうぞう
にしやま
にしやま
有
三*
さとし**
哲

1. はじめに

平成8年に発生した豊浜トンネル岩盤斜面災害は、斜面の崩落状況が人命救助活動とともに長い間テレビ画面に映し出されるという形で世に報道されたため、社会的なインパクトがきわめて強く、その後の岩盤斜面崩落についての研究に大きな影響を及ぼした。豊浜の事故に際して、土木学会に「大規模岩盤崩落検討委員会」が設置され、学会は大規模岩盤崩落に関する提言を出したが、その中で特に、岩盤崩壊現象に対する調査・計測事例が少ないこと、崩壊メカニズムに関する調査研究が遅れていることを指摘し注意を促している。

その約1年後の平成9年、北海道では国道229号第2白糸トンネル斜面崩落(図1)が発生、こうした状況を鑑み、地盤工学会北海道支部が「岩盤崩落の発生機構と計測技術」²⁾を出版する一方、委員会組織による「北海道日本海沿岸における大規模岩盤崩落検討委員会報告書」³⁾、「北海道での岩盤計測に関する調査技術検討委員会中間報告書」⁴⁾が編纂され、北海道の産官学の研究者・実務者は岩盤崩壊に関する知見を大いに広げたことは特筆に値する。ところが、平成13年国道333号北見市北陽斜面土砂崩落が発生、

予知・予測の難しさが改めて認識され、研究が未だ十分でないことが痛感された。この災害については、最近「一般国道333号北陽土砂崩落調査報告書」⁵⁾が発表され、その中に調査解析などに関する詳しい検討内容が記されている。

ところで、北海道に限らず我が国においては、膨大な数の斜面不安定地点が指摘されている。国土交通省の平成8年度道路防災点検によると、早期に対策を図る必要のある箇所が56,700カ所、日常点検や定期点検により管理する必要のある監視強化箇所が145,500カ所という数に上っている。

国土交通省も豊浜の事故以降、全国の13カ所を岩盤崩壊モデリング地点として選定、現地斜面に各種計器を設置し、長期的な岩盤斜面の挙動を計測モニター中である。こうした作業の中で幸運にも国道42号線天鳥橋西地区において平成11年3月岩盤斜面崩壊の様子をビデオにとらえることに成功した^{6),7)}(図2)。この成果は、土木学会が「大規模岩盤崩落検討委員会」の提言で言及した、岩盤崩壊現象に対する調査・計測事例が少ないこと、崩壊メカニズムに関する調査研究が遅れていることに対する一つの回答例であり、また今後の研究への貴重な資料となると思われる。これらを統括したものであるとして最新情報として、日本地すべり学会誌「地すべり、Vol. 39, No. 1」⁸⁾が、岩盤崩壊、落石の特集号を組んでおり、岩盤斜面が崩壊することに関する

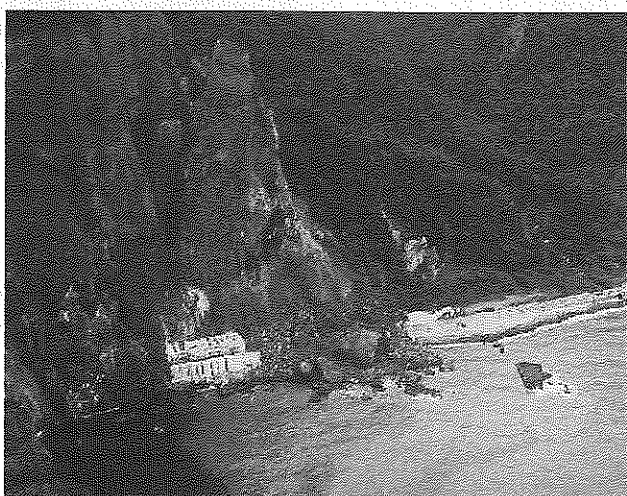
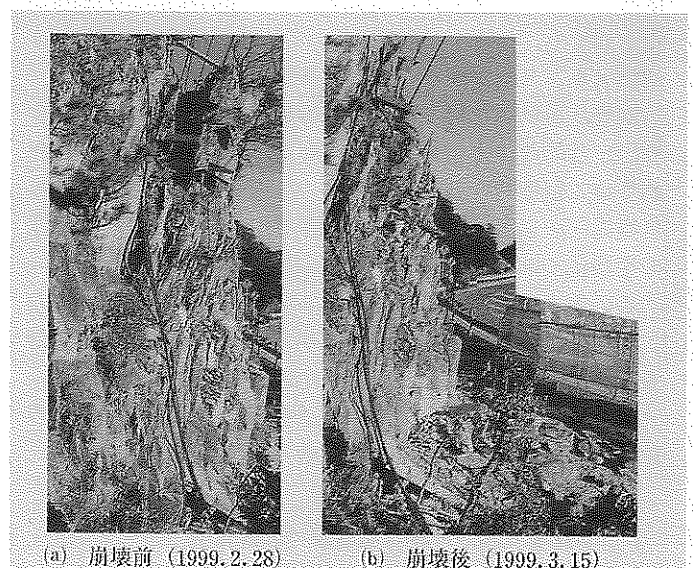


図1 第2白糸トンネル斜面崩落状況



(a) 崩壊前 (1999.2.28) (b) 崩壊後 (1999.3.15)

図2 天鳥橋西地区での岩盤崩壊写真

* 京都大学大学院工学研究科土木システム工学専攻 教授

** 同 助手

さまざまな知見がまとめられている。

また、豊浜トンネルでの事故以来発表された一連の報告書類に共通的に記載されているのが、メカニズム解明などのハード的な研究以外に、防災施策や道路計画、住民参加などのソフト的な研究の必要性である。これに対する対応は大学などの研究機関でも開始されたが、道路保全技術センターが事務局となって国土交通省は平成11年に道路新技術5カ年計画「岩盤・斜面崩壊のリスクマネジメント技術」⁹⁾という研究開発計画を発足させ、担当の委員の意見を聞きながら、ハザード評価技術、影響軽減技術、予知技術、リスクマネジメント技術などの広範な技術について評価と開発を行っていることは新しい動きであろう。

これまで調査、解析、計測を含めて岩盤崩落メカニズムについての研究は進展してはいるが^{10),11)}、残念ながら決定打が打ち出されたという状況にはない。その大きな理由の一つが、岩盤崩壊前と後の連続したデータがないことである。災害の時には岩盤が崩落した後の結果論を常に議論しており、原因究明に重点が置かれるために、メカニズムにまで考察が及ぶことはあまり無く、また、危険と思われる箇所で、事前に対象となる斜面の崩落メカニズムを予測して対処したという報告も無く、さらに経験的な判断で崩落しそうな箇所は、対策工事がなされ、安定化してしまうため崩落の事例にはならないとというジレンマを抱えている。したがって、良いデータを得るには、天鳥橋西地区の例に見るように、崩落しても安全で周辺への影響もないという場所にある斜面を抽出して長期的に観察するか、小規模な室内実験を行って崩壊状況をつぶさに検討するかである。後者に関しては、室内実験の状況は解析的にも追跡ができるようになり、単純な幾何学条件の下では崩落のメカニズムが解明されつつある。

一方、解析を主体にして岩盤斜面を扱おうとすると、素因、誘因をある程度見定めた上での解析モデルが必要となる。この場合、崩壊メカニズムは、解析モデルに左右されてしまうという欠点が生じる。たとえば、連続体モデルでは、分離などの不連続性挙動は表現できないし、崩落のような離散した形の岩盤を表現しようとして適切な手法を採用したとしても、モデルに設定する不連続面の位置によっては崩壊メカニズムが変わってしまう事態も考えられる¹²⁾。

結局、事例がないと解析結果の検証ができないことになり、定性的なメカニズム評価へと落ち着く。従来から行われている定型的な方法は、過去の技術的遺産にもとづき、岩盤崩落の素因、誘因をある程度類推した上での崩壊形態の類型化である¹³⁾。

このように、現実の状況は厳しいが、ここでは、過去の大規模な岩盤斜面災害の原因を基に、まず、岩盤斜面崩壊を考える上で基本となる崩壊形態の類型化について述べ、メカニズム解明のための解析手法を紹介し、最後に崩壊現象に取り組むために学ぶべき方策を展望してみたい。

2. 岩盤崩壊の事例とその形態

図3¹⁾に、これまで発生した主な岩盤崩壊の事例を崩壊

形態と共に示す。それらを参照しながら崩壊形態ごとにその特徴を記述していく。

(1) 崩落現象

中部山岳地帯での国道158号線の猿なぎ洞門¹⁴⁾、北海道国道229号線の第2白糸トンネル坑口¹⁵⁾、四国国道32号線の大歩危¹⁶⁾、阿賀野川流域の国道49号谷花¹⁷⁾、および北海道国道229号線の豊浜トンネル¹⁸⁾などで生じた崩壊形態である。

(a) 落石

落石は、ゆるんだ斜面上の岩石が岩盤から分離して、落下する現象である。この落石は、斜面崩壊の前兆現象を示す場合も多い。

(b) ブロック状亀裂や節理などの発達した硬岩の場合

最初は最も弱いブロックが破壊し、それに続いて他のブロックが破壊し、最後には岩盤全体が崩壊する現象である。なお、崩壊の初期には落石を伴うことがある。

(2) すべり等による崩壊

北海道天人峽¹⁹⁾、同じく北海道国道231号線雄冬岬トンネル²⁾などで生じた形態である。

(a) 平面すべり崩壊

平面すべり崩壊は、節理、層理、片理などの連続的な構造弱面、断層のような大きな地質的不連続面に沿って崩壊する現象である。

(b) くさびすべり崩壊

2つの不連続面と岩盤表面で囲まれた岩盤が、せん断すべり崩壊を起こす現象である。

(c) 円弧すべり崩壊

斜面が円弧に沿って回転崩壊を起こす場合である。

(d) 複合すべり崩壊

円弧すべり崩壊と平面すべり崩壊などのいくつかの崩壊形態が複合して発生する現象である。

(3) トップリング崩壊

国道305号線越前岬崩壊²⁰⁾などで見られた形態である。

(a) たわみ性トップリング崩壊

斜面の奥に向かって傾斜した節理が発達している岩盤において、節理の傾斜が比較的緩やかで、しかも比較的軟質な板状岩盤の場合、節理によって分離した岩盤が、重力によって全体的に斜面側にたわんで、ゆっくりと崩壊していく現象である。

(b) ブロックトップリング崩壊

たわみ性トップリング崩壊と同じような地質構造にある岩盤において、節理の傾斜が急角度で、しかも硬質な板状または柱状の岩盤の場合、節理によって分離し、岩盤が重力によって斜面側にたわみ、引張り破壊を起こし、破壊箇所上部の岩石がブロック状(岩塊)となって崩壊する現象である。

(4) バックリング崩壊

節理や層理がほぼ鉛直に発達している場合に、節理や層理によって分離した板状または柱状の岩体が、岩体の自重によって亀裂や劣化の箇所で座屈し、板状または柱状の岩盤が折れ曲がるように全体的に崩壊する現象である。

崩壊形態	模式図	崩壊土量 m³	10³	10⁴	10⁵	10⁶	10⁷	10⁸	10⁹
崩落		飯田線湯谷温泉 ①流紋岩 ② 1992.11 蔵本郷 R 205 ①溶岩, 凝灰角礫岩 ② 1993.9		層雲峡 R 39 ①第四紀溶結凝灰岩 ② 1987.6 豊浜 R 229 ①第三紀火山碎屑岩 ② 1996.2					
滑動	円弧・複合すべり 		仁尾 ①凝灰角礫岩 ② 1993.7 三星 R 9 ①千枚岩 ② 1985.7	土讃千土佐岩原 ①三波川帯結晶片岩 ② 1962.2 安居山 ①第三紀凝灰質砂岩, 凝灰岩 ② 1972.12	飯山線高場山 ①第三紀層泥岩 ② 1970.1 福知 ①火山岩主体 ② 1976.9 雄冬岬 R 231 ①第三紀火山碎屑岩 ② 1981.12	金剛寺 ①砂岩, 頁岩 ② 1953.7 別当谷 ①砂岩, 頁岩 ② 1934.7	Madison ①片麻岩・片岩・ドロマイト ② 1959.8 Vajont ①中生代石灰岩・頁岩 ② 1963.10 稗田山 ①火山岩類 ② 1911.8		
	平面すべり 	野根 R 55 ①砂岩, 頁岩 ② 1991.6 乙加宮 R 54 ①花崗岩 ② 1992.2	猿なぎ R 158 ①チャート・粘板岩 ② 1991.10 第二白糸 R 229 ①安山岩質火砕岩 ② 1993.7 枕瀬 R 9 ①チャート, 砂岩 ② 1989.8	高德線引田 ①砂岩, 頁岩 ② 1974.7 真名川原石山 ①砂岩, 礫岩, 頁岩 ② 1975.8	Nattai North ①砂岩, 頁岩 ② 1973				
	くさび破壊 		柳谷 R 33 ①秩父帯砂岩・粘板岩 ② 1979.7 大崩 R 150 ①玄武岩 ② 1971.1	小八重 R 327 ①四万十帯輝緑凝灰岩 ② 1990.5 上尾 R 10 ①砂岩, 粘板岩 ② 1986.7					
トップリング 		大歩危 R 32 ①結晶片岩 ② 1993.10 板木野 R 32 ①チャート ② 1985.12	越前岬 R 305 ①第三紀火山碎屑岩 ② 1989.7 上越線岩本 ①安山岩 ② 1977.3 谷花 R 49 ①流紋岩 ② 1995.4	Threatening Rock ①砂岩, 頁岩 ② 1941.1	Katoomba ①砂岩, 頁岩 ② 1931.1				
バックリング 					大西山 ①鹿塩片麻岩 ② 1961.6				

図3 崩壊事例の形態と規模等の詳細 (災害, ①地質, ②発生年月)

こうした類型化された崩壊形態を、現実の斜面の安定性評価に結びつけるために、地質的な不連続面、斜面の幾何形状、および地下水の状態が、ある条件で組み合わせられたとき、崩壊する危険度が高くなるという経験的な事実を寄せ集め、熟練者が総合的な判断をする^{21)~23)}。この場合、崩壊メカニズムはあくまで推定である。

ただし、その推定を確固たるものにするために、収集された各種データの分析、ボーリング試料についての各種の室内実験や解析、および近年の斜面災害に関する新しい知見を基に、基礎的で分析的な研究を進める。また、岩盤崩壊という地表付近で発生する現象の解明には、風化による岩質劣化(変質)の評価は基本的、かつきわめて重要な課題であるとの認識から、採取されたボーリング試料を用いた鉱物・化学的および力学的な各種試験と分析を行い、その結果に基づいて、風化のメカニズムおよび斜面崩壊発生条件などについても考察が行われる。

岩盤斜面の崩落の一形態である落石については、事例は多数あるがその実体は未だに明らかでない。落石のメカニズムを明らかにするために、さまざまな努力が重ねられ^{24),25)}、我が国で過去に十回以上の実験が実施され、落石運動が記録されている^{26),27)}。落石の運動シミュレーションもさまざまな理論体系、数値解法に基づいて行われているが、現実はずっと複雑である。強い降雨の後に小規模落石が見られ、地震時にも多いが、そうでないこともある。地道に計測を行い、事例を積み重ねメカニズムを明らかにし、誘因、素因を含めて原因の究明と対策を行う以外に手はない²⁸⁾。

3. メカニズム解明のための解析技術

個々の斜面に対処するには、その斜面を地形や地質状況に応じてモデル化し、地震動や浸透圧といった誘因条件の下で、斜面の挙動をシミュレーションすることによりその崩壊過程を明らかにしていく作業が必要となる。

一般に、岩盤崩壊においては内在する不連続面によって支配されるという特徴がある。ただし、その不連続面が調査で見えない場合は、モデル化は不可能である。層雲峡天城岩、越前海岸および第2白糸西側坑口などにおいては既存の節理群が破壊面となっており、豊浜トンネル西側坑口の崩壊でも、既存の不連続面が急速に進展して新たな破壊面を生じたのは周知のとおりである。このように不連続面の存在が崩壊に関

与しており、せん断および引っ張りによって破壊面を進展させていく。したがって、解析手法は対象を不連続体として扱う手法が必要になる。

また、崩壊時の岩塊の運動も、湯内港や越前海岸のようなトップリングから崩落に移行する単純なものは少なく、第2白糸トンネル西側坑口やワッカケ岬などにおいて観察されたように、すべり、トップリングおよび崩落が時間的および空間的に変化する複雑な運動を伴う。しかも斜面の最大傾斜方向以外への運動が生じることは頻繁にあり、越前海岸のように回転運動を伴うことも珍しくない。このような崩壊挙動を伴う現象をシミュレーションさせ、そのメカニズムを把握するには従来の2次元での解析手法では不十分であり、3次元解析手法が必要となる。これら条件を満たす解析手法として、3次元不連続解析法(DDA)が最近開発され、いくつかの興味ある結果を示しているの、これを紹介する^{29),30)}。

DDAは、岩盤を任意形状の弾性体のブロックから成るものとして扱う不連続体解析法である。解析に関する詳細な原理は参考文献に任せるが^{31),32)}、ブロックの接触時の挙動を考慮したFEM解析と言える。これにより、不連続面を考慮した岩盤の大変形を追跡することができる。

この3次元DDAによって前述の和歌山県天鳥橋西地区での崩壊現象を解析した結果を示す。現場は枯木灘に面し、四万十帯の古第三系硬質塊状砂岩層からなる旧海食崖の一

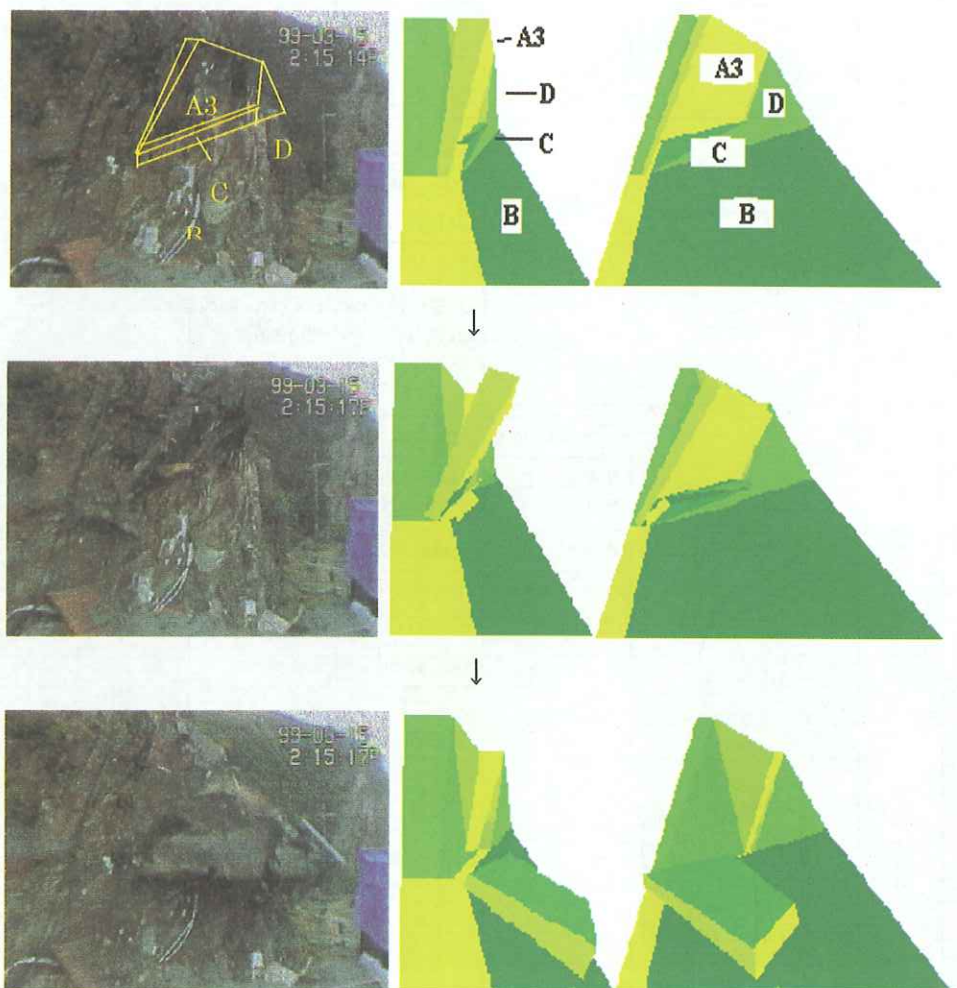


図4 天鳥橋西地区の岩盤崩壊写真とDDA解析結果

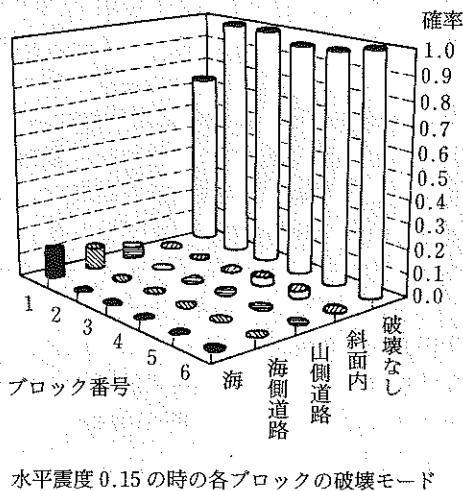
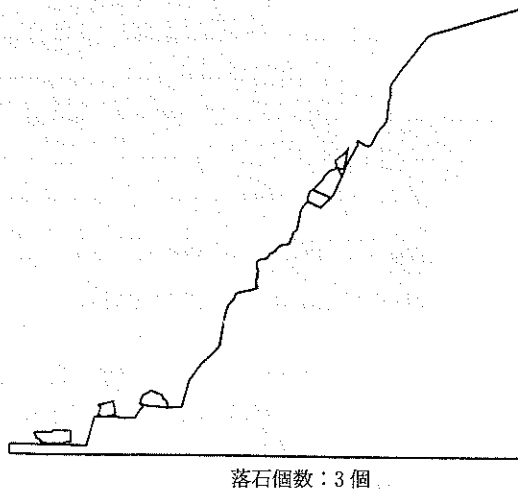
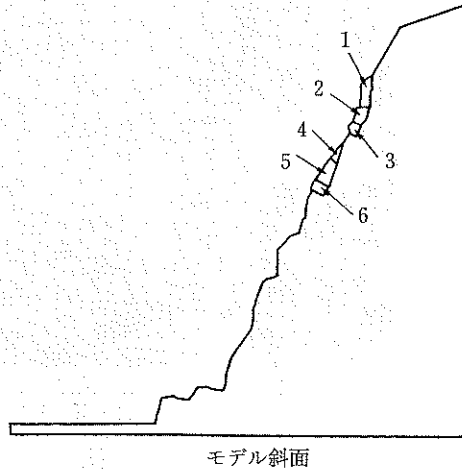


図5 発生の確率を考慮した崩壊シミュレーション結果

部で、高さ約8m×幅約6mの範囲のブロックからなる。崩壊斜面時の様子を写した写真と解析結果を対比させたものが図4である³⁾。崩壊時の写真によれば、ブロック間の接触によって、崩壊ブロックはねじりながら落下しているが、本研究の解析結果でもその運動が再現されている。このように転倒とねじりを伴った崩壊は2次元の解析では捉える

ことができないが、本研究のように3次元の解析によって精度良くシミュレーションできることが検証された。

今後も解析手法の高度化は進展するであろうが、地震、降雨あるいは割れ目における間隙水の凍結融解などによる強度劣化など、崩壊を発生させる機構を完全に特定することは困難であろう。そこで、前述のDDA解析時の物性値にある幅をもたせ、確率的に扱うことでその不確定要素を考慮し、斜面崩壊の危険性を確率的に把握する試みが研究されている。図5は2次元でのモデルであるが、斜面高45mから70mに不安定ブロックが6個存在する斜面において、粘着力や内部摩擦角といった強度パラメータの不確定性を確率変数で考え、地震時にどのような崩壊パターンが生じるかを解析したものである³⁴⁾。この手法は斜面の危険度判定、リスクマネジメントに利用でき、さまざまな角度からの崩壊現象の考察が可能になる。

4. 今後の展望

岩盤斜面崩壊による災害を防止するためには、抑止工や防護工などのハードな対策を講じることが、重要であることはいまでもない。しかし、技術的な問題や予算的な制約から考えると維持管理段階での日常パトロールによる点検、監視が重要な位置を占める。そのためには、点検手法の改良や各種情報のデータベース化が重要であり、さらにパトロールを強化するために専門技術者の養成が急務となる。しかし、安全管理は施設管理者だけの問題ではなく、防災のための社会、地域住民参加による防災対策の仕組みや施設利用者自身による危険回避行動を誘導する仕組み、土地利用の制限や保護対象となる住宅の移転などを促すなどのような新しい社会システムを構築する必要があると考える。そこで、最後にそれらに対する新たな取り組みを紹介して、岩盤崩壊対策が進展することを期待して本論のまとめとしたい。

まず岩盤崩壊に関するデータベース化についてのトピックスを挙げる。

これまで岩盤崩壊が比較的多く発生する地域と、第四紀における隆起および侵食を含めた大きな地殻変動に曝された地域が一致することがよく知られている³⁾。これは、岩盤崩壊もそのプレート運動を起因とする地殻変動の一つの結果ということを表すものである。そのため、微細な地形を検討すれば何らかの崩壊箇所特有の特徴を読み取ることができ、地質学的要因と共に崩壊発生の予測を行うことができるはずである。たとえば、これまでの事例から斜面の勾配や高さとの崩壊規模の間に高い相関性が認められることはよく知られており、過去の事例では70°以上の傾斜で、高さが20m以上の箇所、また地質的には新第三期から第四紀の火山岩および変成岩類、古第三紀以前の堆積岩の分布域において岩盤崩壊が多く発生している。したがって、これら地質学と組み合わせた地形的な考察から崩壊箇所を特定することがある程度は可能であり、急崖の高さや勾配といった地形要素、あるいは地質および割れ目の密度や間隔といった素因と崩壊現象の関連性に関する調査研究の蓄積が

必要となる。しかしながら、これまでは地形に関しては、特徴の抽出から判読までのすべての過程に高度な測量技術や専門的な知識が要求され、日本列島のような多様な地形的特性を考察する具体的な手法が明確にされていなかった。

近年、国土地理院により50mメッシュの数値標高モデル(DEM; Digital Elevation Model)が刊行され、日本全土の標高分布に関するデジタルデータをテキストファイルで入手できるようになった。これは、日本全土を50mのメッシュに分割し、その中心点の高度のデータを3枚のCD-ROMに収納したものであり、各データファイルは2万5千分の1の地形図の単位にもなっている。測量法に基づいて刊行されており、国土地理院の地形図と同様容易に入手できる。高度データは0.1mm単位で表記されており、理論精度は標準偏差で約7mとされている。従来では、2万5千分の1、および5万分の1の地形図から高度を集計し、座標変換や射影に関する知識を駆使して可視化してきたが、このDEMデータファイルを利用すれば、2万5千分の1の地形図1枚につき4万点のデータのサンプリングが可能になる³⁵⁾。さらに測量に関する高度な技術や鳥瞰図の作成といった画像処理の専門的技術が無くても、市販されているコンピュータグラフィック(CG)に関するソフトウェアを使えば、このDEMを使って初級プログラミング程度の知識で地形に関する定量的なデータ処理を行うことができる³⁶⁾。また、崩壊事例を地形、地質、気象、水文、土地の利用形態および植生状態などの多くの情報と統合化する作業も進められている。最近ではこれら情報の管理、加工および分析用のツールとして地理情報システム(GIS; Geographic Information System)の利用が発展してきた³⁷⁾。GISは1990年代において行政および環境分野でのサービスの提供法として飛躍的に発展したもので、「空間データ(地図)と非空間データ(統計資料など)を統合し、空間的な検索、解析および表示を行うシステム」と定義されるが、現状では「空間的な位置参照ができる実世界の存在を数値データとして取得、管理、解析を行い、問題解決のための先進的な能力を付与する意思決定システム」という機能までも発揮させることができ³⁸⁾、さらにさまざまな空間情報を統合した立体データを、時間履歴と統合させた4次元GISの概念も検討されている³⁹⁾。従来は、ハードウェアとしてワークステーション並みの能力が必要であったGISやCGといったデジタル処理も、処理能力と記憶容量の進展により机上のパソコンで行うことが可能になった。これにより、これまで熟練者の判読作業に頼ってきた災害地形の抽出と評価を客観的に行えるようになり、崩壊に関する地形学的資料のデータベース化とその考察が進んでいくと期待される⁴⁰⁾。

また、斜面崩壊を研究する最終目標の一つは、崩壊を防止する対策工によって被害を未然に防ぐことであり、さらに崩壊が発生した場合に、どのような被害が発生するのかを把握することである。このような観点から維持管理のための工学が必要であり、具体的には、ハード面では計測手法の確立が求められ、また、ソフト面では前述のリスクマネジメントの考えが重要になる。

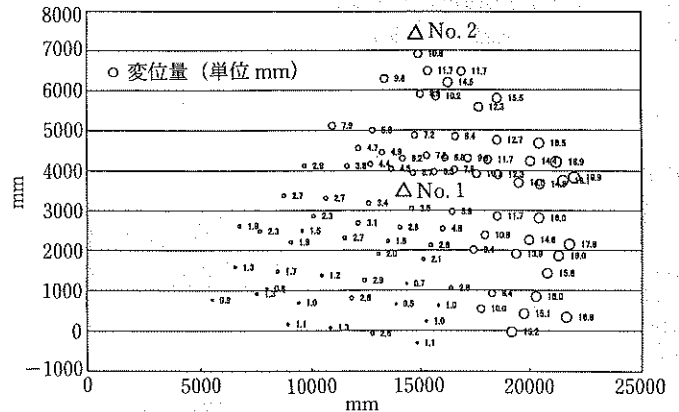
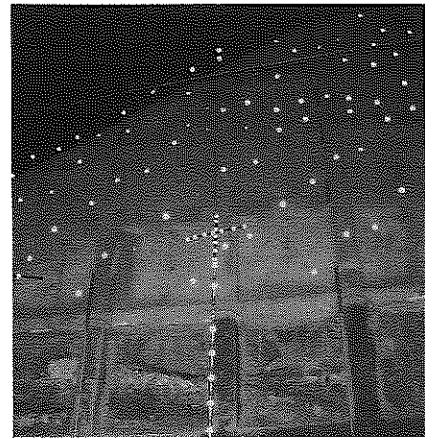


図6 精密写真測量による斜面変位分布計測結果

計測手法の研究においては、まだ岩盤崩壊に関する前兆をとらえた例は少ないが、対象岩盤における微小な物理的变化を抽出して、崩壊を事前に捉えようとする研究が続けられている⁴¹⁾。岩盤崩壊を検知する計測が困難なのは、計測対象の範囲が広く、オンラインでリアルタイムな計測が要求されるだけでなく、遠隔からの非接触な計測で、岩盤の微小な変化を検出できるという厳しい条件が要求されるためである。近年、これらの要求に応えるものとして、精密写真測量技術⁴²⁾やマイクロ波を応用した計測⁴³⁾の普及が進められている。図6は、フリーフレーム工を構築した切土法面をデジタルカメラ(白黒150万画素)で撮影し、その画像から変位量の分布を計測した結果を数字で示したものである⁴⁴⁾。比較のためにNo.1と2(三角印)を光測距儀で計測した値は、それぞれ6mmと9mmであり、精密写真測量の計測結果を裏付けるものであった。このような、瞬時にして広範囲の変位を高精度に計測できる技術によって、崩壊の予測につながる前兆現象の解明が進むことが期待される。

また、どのような被害が発生するのかを、崩壊岩塊の推定や到達点などを考慮して被害シナリオを想定し、その被害額を事業者側と利用者側に分けて算出した結果に、金融工学の知識を導入してリスクマネジメントを実施するという、維持管理のためのソフト面の新たな展開が試みられている。たとえば、事業者側の損失としては、崩壊した岩塊の撤去費と道路の修復費を考え、また利用者側の損失として迂回に伴って生じる走行時間と費用の増加を考えることにより、被害の発生を防ぐためのロックネット、ロックガ

ードあるいはロックシェルターといった方策に対して、それらをどのように施すことが、どの程度得策なのかといった、対策工の費用便益を定量的に評価することが可能になる⁴⁵⁾。

いろいろ議論してきたが、要は岩盤斜面に関しては、今後解決しなければならない技術課題が多く、また、いくら技術が進歩しても、岩盤斜面の崩壊を100%の確率で予知することは不可能である。研究者および技術者は、そのことを認識しつつ、今後官学界が一体となって効率的かつ総合的に岩盤崩落に関する研究開発を進めていくことが望まれる。

参考文献

- 1) 土木学会：大規模岩盤崩壊に関する技術検討委員会報告書，1997.3.
- 2) 地盤工学会北海道支部岩盤崩落の機構解明と計測技術に関する研究委員会：岩盤崩壊の発生機構と計測技術，2000.12.
- 3) 北海道日本海沿岸における大規模岩盤崩落検討委員会：委員会報告書，2000.12.
- 4) 北海道での岩盤計測に関する調査技術検討委員会：委員会中間報告書，2000.3.
- 5) 一般国道333号北陽土砂崩落調査委員会：委員会報告書，2002.4.
- 6) 門間敬一・小嶋伸一：岩盤斜面挙動システム，土木技術資料 Vol. 39, No. 12, pp. 4-5, 1997.
- 7) 門間敬一：岩盤崩壊とモニタリング技術，測量，Vol. 48, No. 4, pp. 27-31, 1998.
- 8) 日本地すべり学会：地すべり 特集岩盤崩壊・落石，Vol. 39, No. 1, 2002.
- 9) 道路保全技術センター：岩盤・斜面崩壊のリスクマネジメント技術検討委員会資料，1999-2001.
- 10) 土木学会岩盤力学委員会：岩盤斜面の安定解析と計測，土木学会，1994.
- 11) 土木学会岩盤力学委員会：岩盤斜面の調査と対策，土木学会，1999.
- 12) 大西有三：岩盤解析技術と岩盤のモデル化，地質と調査，No. 1, pp. 26-33, 2000.
- 13) Hoek, E. and Bray, J. 小野寺・吉中訳：岩盤斜面工学，朝倉書店，1979.
- 14) 渡辺正幸・中村良光・笹原克夫：国道158号線猿なぎ洞門の岩盤崩壊について，土木技術資料，Vol. 34, No. 5, pp. 68-73, 1992.
- 15) 第2白糸トンネル崩落事故調査委員会：第2白糸トンネル崩落事故調査報告書，1997.
- 16) 建設省四国地方建設局：一般国道32号の道路災害について，講演とパネルディスカッション「四国の道路防災について考える」，(財)道路保全センター，1994.
- 17) 山崎吉晴・茨木浩好・中田 光：一般国道49号斜面对策工法及び斜面管理，第23回日本道路会議一般論文集(B)，(社)日本道路協会，pp. 44-45, 1999.
- 18) 豊浜トンネル崩落事故調査委員会：豊浜トンネル崩落事故報告書，1996.
- 19) 山岸宏光：ハイアロクラスタイトと岩盤崩落，北海道地区自然災害科学資料センター報告，pp. 9-23, 1996.
- 20) 一般国道305号岩盤崩落災害調査委員会：一般国道305号岩盤崩落災害調査報告書，1990.
- 21) 菊池宏吉・水戸義忠：国道229号線豊浜トンネル上部斜面の岩盤崩落メカニズムに関する地質工学的考察，応用地質，Vol. 39, No. 5, pp. 456-470, 1998.
- 22) 石島洋二：岩盤崩落現象の概要と崩壊のメカニズム，資源・素材2001，発表講演資料 岩盤工学，pp. 25-28, 2001.
- 23) 三田地利之：岩盤崩壊に関わる各種要因の役割，資源・素材2001，発表講演資料 岩盤工学，pp. 33-36, 2001.
- 24) 松尾 修・堤 達也・近藤浩市：落石衝撃力に関する重水落下実験報告書，土木研究所資料第3340号，1995.
- 25) 松尾 修・堤 達也・佐々木哲也：落石に関する実態調査報告書，土木研究所資料第3556号，1998.
- 26) 島内哲哉・酒井直樹・大西有三：ビデオ解析に基づく落石挙動の基礎的研究，第35回地盤工学研究発表会，2000.
- 27) 右城 猛・筒井秀樹：実斜面での落石実験1(落石運動のメカニズム)，第36回地盤工学研究発表会，2001.
- 28) 松尾 修・佐々木哲也・堤 達也・米田義弘・近藤浩市「落石防護擁壁の合理的設計法の提案」土木研究所資料第3819号，2001.3.
- 29) Shi Gen-Hua: Three Dimensional Discontinuous Deformation Analyses, Proceedings of Fourth International Conference on Analysis of Discontinuous Deformation, Edited by Nenad Bicanic, pp. 1-21, UK, 2001.
- 30) Hyun-Lck Jang and Chung-IN Lee: Development of a three-dimensional discontinuous deformation analysis technique and its application to toppling failure, 2002 ISRM Regional Symposium on Rock Engineering, Vol. 1, pp. 353-358, 2002.
- 31) Shi Gen-Hua: Discontinuous Deformation Analysis A New Numerical Model for the Static and Dynamics of Block Systems, PhD Dissertation, Dept. of Civil Engineering, UC Berkeley, USA, 1989.
- 32) 佐々木猛・大西有三・吉中龍之進：不連続変形法(DDA)とその岩盤工学への適用に関する研究，土木学会論文集 No. 493/III-27, pp. 11-20, 1994.
- 33) 門間敬一・大西有三・落合達也・大津宏康・呉 健宏・西山 哲：岩盤斜面の転倒崩壊の実挙動と3次元DDA解析の適用例，第11回岩の力学国内シンポジウム，C10, 1994.
- 34) 大津宏康・大西有三・西山 哲・竹山雄一郎：岩盤崩落による社会的損失を考慮したリスク評価に関する研究，土木学会論文集 No. 708/III-59, pp. 187-198, 2002.
- 35) 国土地理院ホームページ (<http://www.gsi.go.jp>)
- 36) 野上道男：50 m-DEMによる地形計測値と地質との関係，地理学評論，72, pp. 23-31, 2002.
- 37) 田中 靖・隈元 崇：GISと画像処理による斜面崩壊地抽出法の開発と発生様式の定量的検討，GIS理論と応用，8(1)，pp. 1-10, 2000.
- 38) 江崎哲郎：地盤工学分野へのGISの利用の現状と未来，土と基礎，Vol. 48, No. 1, pp. 1-4, 2000.
- 39) GISの基礎と応用：空間情報の統合化技術：電気学会・空間情報統合化技術調査専門委員会編，オーム社，2001.
- 40) 防災GISの現状と展望に関する分野横断的研究フォーラム：京都大学防災研究所，1999.
- 41) 大西有三・西山 哲：岩盤斜面崩壊対策としてのリアルタイムモニタリング技術，地質と調査，第2号，2000.
- 42) 西山 哲・大西有三・大津宏康・矢野隆夫・緒方健治・松山裕幸：精密写真測量による斜面崩壊モニタリングシステムの研究，第11回岩の力学国内シンポジウム，I12, 2002.
- 42) 玉木 茂・市川商二郎：マイクロ波応用による岩盤移動・崩落検知，横河技報，Vol. 44, No. 4, pp. 201-204.
- 43) 中井卓巳・若林良二・渡辺紀彦・大西有三：デジタル写真測量による岩盤斜面の動態観測，第30回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集，pp. 213-217, 2002.
- 44) 大津宏康・大西有三・水谷 守：高速道路に近接する斜面を対象とした自然災害に対するリスクマネジメント手法に関する提案，土木学会論文集 No. 658/IV-48, pp. 245-254, 2000.
- 45) 建設マネジメント勉強会主催サマースクールテキスト：建設マネジメントを考える，(社)土木学会関西支部および(社)地盤工学会関西支部後援，2001.

津波防災のあり方

たか はし みち お
高 橋 道 夫*

1. はじめに

筆者はこの3月に三陸沿岸の津波観測施設や津波防災施設を見てまわる機会に恵まれた。その時に、自治体で防災の仕事に従事している方々にお目にかかって情報交換することもできた。このとき最も印象深かったのは岩手県田老町の「田老万里の長城」と呼ばれる防潮堤(図1¹⁾)である。この図を見てもわかるとおり、街は2階建ての家の屋根よりも高い防潮堤で津波から護られている。このような大規模な施設を目の前にして、その町の津波との闘いの歴史に思いをはせていたときに本誌から機会をいただいたので、津波防災について日頃考えていることをご披露したい。

大きな地震が起きた直後にテレビやラジオで「この地震による津波の心配はありません」と放送しているのをよく聞くことと思う。これは、地震の起こった直後に津波の有無を検討した結果を放送を通じて住民に知らせているのである。このように、津波を起こすような地震があれば、予測される津波の高さに応じて津波警報や津波注意報が発表され、それを住民まで伝える仕組みができあがっている。

津波警報等は津波による災害の防止・軽減を図るうえで重要な情報となっている。この小文では、地震に伴う津波から生命、身体および財産をいかにして保護するかを考える。

一部には、台風による強風や気圧降下により海面が上昇する現象を「津波」と呼ぶこともあると聞く。しかし、この現象は「高潮」と呼ぶのが正しい²⁾。両者による災害は似たような様相を呈するので、自然科学が未発達時代に混同されたのもやむを得ないとは言える。しかし今日では、「津波」と「高潮」の発生原因の違い、海水の振舞いの違い等は明らかになっており、災害の防止・軽減のうえでは両者の違いを理解したうえで対策や避難行動をとることが重要である。

なお、豪雨や地震の強い揺れにより崩れた大量の土砂や岩屑が川筋に沿って土石流となって流れ下る現象が「山津波」と呼ばれることがある。「山津波」は小文のテーマとするところではない。

この小文の目的は津波防災について考えることであるが、その準備として津波発生の仕組みや津波予報の現状等を述べる。

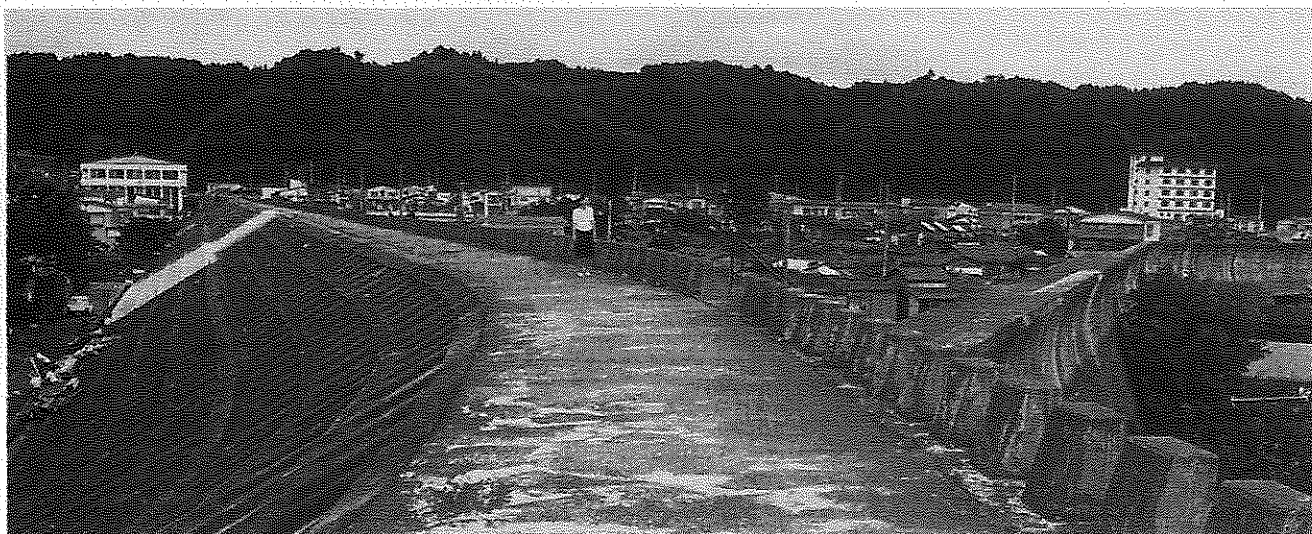


図1 岩手県田老町の防潮堤(田老町の資料¹⁾より)

* 気象庁 地震津波監視課 課長

2. 津波発生の仕組み

我々の住む地球は、その誕生から40数億年が経過しているそうである。これほどの長い時間が経過したにもかかわらず地球内部は未だ熱く、今は冷却途中にある。この冷却過程において、地球内部の岩石にはさまざまな運動が生じる。この運動は、プレートテクトニクスおよびプレリウムテクトニクスと呼ばれる考え方で理解されている。なお、ここでは「運動」と言っているが、その速さは爪の伸びる程度の速さで、1年間に数cmというゆっくりしたものである。この速さでも1億年もかかればハワイから日本までの距離を移動することができる。

地球内部で岩石が運動するとき、岩石はお互いに力を及ぼしあい、変形する。変形が大きくなると、それに耐えられなくなった岩石はある面を境にして、その面の両側が互いに反対方向に急激にずれ動くという現象が起きる。これが地震の発生源における出来事である。ずれ動いた後は、その面の両側に食い違いが残る(図2)。食い違いが残った面を「震源域」という(地震調査委員会⁴⁾の付図1-3を参照。なお、この文献⁴⁾の全文は地震調査研究推進本部のホームページ <http://www.jishin.go.jp/main/index.html> のなかの「地震の基礎知識」の中に掲載されている。このページにはこの他にも、有用な図や写真が掲載されている。いちいち参考文献としてあげないが、適宜参照されたい)。この急激な運動による衝撃は波の形で四方八方に伝わる。我々がよく経験する地震の揺れは、その波が足元に到達したものである。

地震の波にはわずかではあるが直流成分が含まれていて、震動が終了した後も永久変形が残る。地球物理の世界では、この永久変形を地殻変動と呼んでいる。地震波の震動部分と地殻変動部分が距離とともにどのように減衰するかを比較すると、前者の減衰は小さいが、後者はすぐに減衰する。したがって、震動は地震の震源から遠い所でも観測されるが、地殻変動が観測できるのは地震の震源域に近い所に限られる。我々は地震の揺れを感じることは多いが、地震による地殻変動をまさに発生したときに見る機会が少ないのは、このような理由にもよる。

地震に伴って起きる津波の原因は海底の地殻変動であり、地震による強い震動ではない。海底で急激な地殻変動が生じ、それが上下方向の変動を含んでいると、その変動に応じて海底から海面までの海水全体が上または下に移動する(図2)。移動して海面に凹凸が生じた後は、我々がよく目にする水面の波の形で四方八方に伝わっていく。前述のように、地殻変動は地震の震源域の近くに限られるから、津波の波源域はおおむね地震の震源域の真上の海域となる。

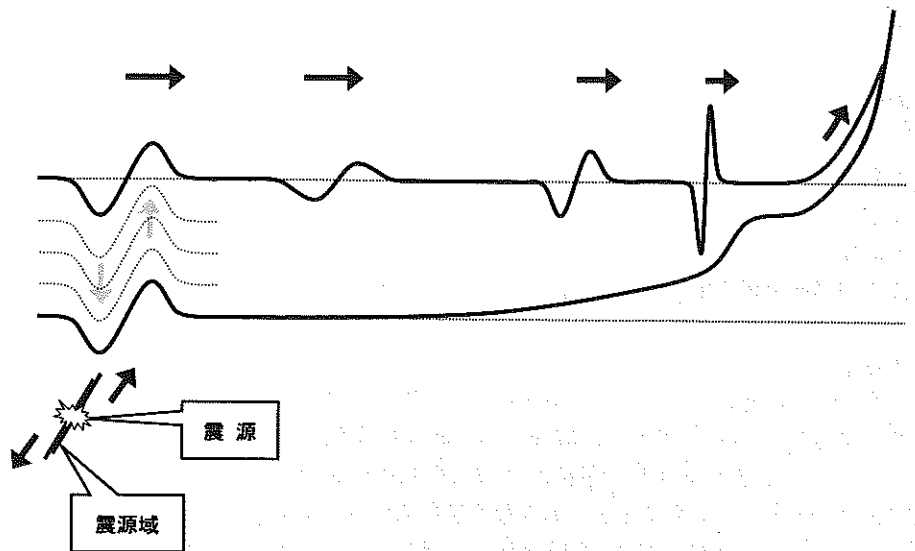


図2 地震に伴う地殻変動によって発生した津波が海岸まで伝わる様子の模式図。
この図は断面図なので、震源域は線状に表されている。

なお、地震による強い震動は海底に達した後は、津波は起こさずに、海水中を音波として伝わる。この音波は船上で聞くこともできる。もっとも、耳で聞くというよりは船体全体が振動するという感じがするそうであるが。この現象は「海震」と呼ばれている。この音波は海水中を秒速約1500mで伝わり、時間的には高々数分間で減衰してしまう。

津波は、まれに、海底火山の噴火や山崩れが海中になだれ込むことによっても起きる。海底火山の場合、海底での爆発的噴火は津波の原因となる。1883年にインドネシアのクラカトア火山の爆発によって起きた大津波がその例である。噴火により海底に大きな地殻変動が生じても同様である。また、山崩れにより山体そのものが海水中になだれ込むことによっても水が運動を起し、津波の原因となる。1792年に島原半島東岸の前山(現在の島原市の眉山)が強い地震の揺れにより崩壊し、山体が有明海になだれ込んで大きな津波が発生し、対岸の熊本県側も含めて大被害が発生した。

3. 津波発生の条件

津波は地殻変動によって起こされること、そして地震による地殻変動は震源域に近い所に限られることを述べた。これらのことから、次の3条件の全てが揃えば津波が起きることが理解できよう。

- ① 地震の震源域が海域に及んでいること
- ② 地震の規模が大きいこと
- ③ 地震の震源域が浅いこと

① テレビ等で放送される「震源」というのは、「震源域」のなかの一つの点を指していて(図2)、ここから震源域の両側が互いに反対方向に急激にずれ動く現象が開始したものである。つまり、ずれ運動は震源という1点から始まり、震源域全体に広がったのである。震源が陸の下であっても、震源域の一部でも海にかかれば津波が起きる条件は満たされる。

- ② 地震の揺れの強さが震度で表されるのに対して、地震

の発生源における現象の大きさ（地震そのものの規模）は「マグニチュード」という物差しで表現される。地震の規模が大きくなるにつれ、震源域も広くなり、ずれ運動も大きくなり、したがって、大きな地殻変動が広い範囲に及ぶことになる。経験的には、マグニチュードが6.5以上であることが津波を起こす条件である。また、マグニチュードが7.5以上になると大きな被害を生じるような大津波が発生する条件が整う⁵⁾。

③ 震源域の深さがおおむね80 km以上と深ければ、地殻変動はほとんど海底まで及ばないので津波は発生しない。たとえば1993年1月の釧路沖地震は震源域が海の下で、マグニチュードも7.8と、大きな津波を発生させるような規模であったが、深さが約100 kmと深かったので津波は発生しなかった。海底における地殻変動は、他の条件が同一であれば震源域が浅くなるほど大きくなる。したがって、浅い地震ほど大きな津波を起こすと言える。

4. 津波の伝わり方

津波も「波」の一種であるから、波というものに共通の反射、屈折、回折等の現象を示す。また、波長、周期、伝わる速さ等の概念も同様に記述することができる。以下では特に伝わる速さについて述べる。

津波は波源域から四方八方に広がるが、その速さは海の深さに依存する。m単位で表した水深を9.8(重力加速度を m/s^2 単位で表した値)倍し、平方根をとったのが m/s 単位で表した津波の伝わる速さである。たとえば4000 mの深さの所では秒速200 m(時速に直すと710 km)くらい、100 mの深さの所では秒速30 m(時速110 km)くらいと、飛行機ないしは列車並みの速さである。

ところで、海面で普通に見られる波が伝わる速さは、水深に依存していないように見えるし、そもそも、列車よりも速く伝わっていないように見える。この食い違いは、見ている対象の違いからおきている。つまり、ふだんから海で見られる波は海面を吹き渡る風によって起こされていて、こうした波による水の運動は海面近くの表層だけに限られている。これに対して、海底の地殻変動に起因する津波は、海面から海底までの水が上下一体となって運動しているのである。この運動の違いが、風に起因した波と津波の性質の違いを際立たせている。

風に起因した波の一例をあげると、周期が5秒、波長が50 m、伝わる速さが毎秒10 m、波の高さは1 mのオーダーである。一方、津波の一例をあげると、周期が500秒、波長が50 km、伝わる速さが毎秒100 m程度である。波の高さは、次節で述べる理由により、大きい津波でも沖合では1 mのオーダーである。風浪のように、波長50 m、高さ1 mの波は船上からでもそれとわかるが、津波のような、波長が50 kmもある高さ1 mの波は目で見てそれとわかるものではない。このように、津波は、海岸から遠く離れた沖合においては、目視でそれと認められるような波ではないのである。

5. 津波の高さ

津波の波源域が一樣な水深の外海にあれば、津波は2次的に広がっていき、それにつれて高さは低くなる。その後、津波が海岸近くの浅いところまで達すると、伝わる速さが遅くなり、それに応じて波長も短くなる(図2)。このとき、1波長のなかに含まれているエネルギーはほとんど変わらないので、このエネルギーは波の高さを高くすること、および水の運動の速さを増すことに費やされる。つまり、津波の勢いが増すことになる。仮に水深が1/16になるとすれば、波の伝わる速さが1/4になり、したがって波長も1/4となる。この1/4の長さの中に集中したエネルギーを高さを肩代わりするためには、高さが2倍になる必要がある。このような仕組みで津波は海岸に近づくほど高さが増してくる。

水の波に限らず、電磁波にしても、音波にしても、一般に波というものは、波が伝わる速さが遅いところがあれば、そちらの方に曲がっていくという性質がある。たとえば広い海の中に孤島があり、その島の周囲は断崖絶壁ではなく、遠浅になっているとする。水深が浅くなるにしたがって津波の伝わる速度は遅くなるので、津波はその島の方向(浅い方向)に曲がって集中してくる。波が集中すれば津波のエネルギーも集中し、波の高さも高くなる。ほぼ同様のことが海に突き出した岬の先端付近でも起きる。また、海嶺のように水深の浅い地形が長く伸びていると、そこにエネルギーが集中して津波が意外に遠くまで伝播することがある。

津波が湾の中に入ると複雑な挙動を示す。湾奥が狭くなる湾では、やはりエネルギーの集中により、津波は高さを増す。また、それぞれの湾には地形および水深分布によって決まる固有周期があるが、津波の周期が湾の固有周期に近くなると、共振により津波はいつそう高さを増す。

6. 津波災害の特徴

日本の津波災害で記憶に新しいものは1993年7月12日の夜10時過ぎの北海道南西沖地震に伴った津波による被害であろう。死者・行方不明者は230名にのぼった。このうち、約80%が津波によると言われている(岡田・中村⁶⁾)。奥尻島では地震後約5分で大津波が襲来して大被害となった。同島の南端の育苗地区では8 m以上の高さまで浸水したところもある。同地区では火災も起き、焼損域は5.1 haに及んだ(地震調査委員会⁷⁾の図3-15)。津波は朝鮮半島と沿海州も含む日本海沿岸各地に達し、国内では遠く島根県で70隻の船が転覆沈没した⁷⁾。

その10年前の1983年5月26日正午の日本海中部地震に伴った津波では、秋田県を中心に104名の死者が出た。このうち100名が津波による死者で、このなかには港湾護岸工事の人々41名と遠足中の小学生13名も含まれている。このとき、津波は、早いところでは地震後7分で到着したが、津波警報が発表されたのは地震から14分後であった。こうした警報の発表の遅れは大きな問題となり、気象

庁は批判を浴びた⁹⁾。また、この津波は、避難と津波警報の周知に関しても問題を残した⁹⁾。

さらにその20数年前の1960年5月24日には、南米チリ沖で発生した観測史上最大の地震が起こした津波が一昼夜かかって太平洋を渡り、日本の各地に押し寄せ、全国で139名の死者・行方不明者を数えた。津波警報は発表されたが、それは津波の第一波が着いた後であり、警報の効果が十分には発揮できなかった。この津波を契機として太平洋津波警報組織が作られ、被害が太平洋の広域に及ぶような津波に対する国際的な情報交換体制が整備された⁷⁾⁹⁾。

ひとくちに「災害」と言ってもいろいろな種類がある。災害対策基本法では災害を定義して、暴風、豪雨、豪雪、洪水、高潮、地震、津波、噴火等の異常な自然現象、および大規模な火災や爆発等としている。これらの災害の中で津波災害の著しい特徴は、突発的に発生することと言えよう。災害対策基本法で定義されている災害のうち気象現象を原因とする災害は、穏やかな天気から次第に荒天となり、最終的に災害発生に至るというように、現象が順をふんで進行していく。一方、地震や津波は好天気のもとでも突発的に発生し、上述の事例のように、またたく間に多くの人命を奪ってしまう災害である。この突発性が津波災害の特徴である。

山下⁹⁾によれば、中世以降の日本で、地震および津波で一度に1万人以上の死者が出たとされる災害は8回を数える。このなかで、2回は主に地震の後に発生した火災による死者であり、残りの6回は地震に伴って発生した津波による死者であるという。前者の2回とは1847年の善光寺地震によるもの(宇佐美⁹⁾によれば死者は1万人以下)と1923年の関東大震災である。後者の6回の津波災害のうち、最初のもは1498年に東海道すじを襲った明応の地震による津波災害であり、最後のもは1896年の明治三陸津波災害である。津波災害のもう一つの特徴は、このように、発生頻度は低いが一たび起きると大惨事になるという点である。

読者のなかには、1万人を超える死者がでるような津波災害は過去のものであり、今日では対策が進んでいるので、今後はそのような大災害とは無縁であると考えられる方もいるかもしれない。筆者もそう思いたい、本当にそうなのか、大いに疑問を持っているところである。石油コンビナート等が作られるなど、大規模な開発が行われた臨海地帯を津波が襲った場合には火災等の二次災害も懸念される。

7. 津波予報

地震の発生そのものを予測する技術は確立されているとはいえないが、地震が起きた後にその地震に伴う津波の高さを予測する技術は一定の水準にあり、1952年から津波予報業務として気象庁により実施されている¹⁰⁾。津波による人命の損失を防ぐためには、これまで述べてきた津波現象を理解したうえで、テレビやラジオから津波予報として流される情報を利用することが重要である。ここでは1999年4月から運用している量的津波予報の仕組み¹¹⁾を述べ

る。

発生した地震がどのような津波を伴うかを計算するためには、震源域(ずれ運動を起こした面;図2)の広さ、深さと地理的位置、傾きの角度、ずれ運動の大きさというパラメータを知る必要がある。これらは、日本中に展開した地震計により地震波を観測し、その結果を解析することによって行える。しかし、津波予報は地震発生の後、人々が津波防災行動をとるのに間に合うように迅速に、海岸に近い地震の場合は地震後3分程度で発表する必要がある。この程度の短い時間で上述のパラメータを的確に見積もるのは現段階ではできない。このため、次のような簡便な方法を用いている。

各地で観測された地震波の第一波の立ち上がり時刻等から震源の位置を計算する。また、地震波の最大振幅を用いて地震のマグニチュードを計算する。マグニチュードがわかれば、経験式を用いて震源域の広さとずれ運動の大きさを推定することができる。震源域の傾きは、防災対策上の見逃しをしないように津波を起こしやすい45度を仮定し、また、震源域の地理的位置は震源が震源域の中央にあると仮定する。

以上の仮定により、海底における地殻変動の分布が決まり、したがって、津波の初期波形が得られる。この初期波形から海水の運動を計算機で数値シミュレーションし、各地の津波の高さの予測値を得ることができる。数値計算に要する時間は、現在入手できる最高速の計算機を使っても5分程度以上かかる。津波予報を迅速に発表するためにはこの計算時間も惜しいので、あらかじめ色々な震源の位置、マグニチュードの大きさを変えた約10万とおりの計算を実行して、その結果をデータベース化してある。実際の津波予報にあたっては、津波の高さの予測値はデータベースの結果から内挿して得ている。

津波予報は津波の高さの予測に応じて表1のような種類がある。なお、この表で言う高さは海岸における高さである。また、予報を発表する区域割りは、地形による津波の減衰の様子や防災対応をとる自治体の行政区画を考えに入れて66の予報区が設けられている。

上の述べたのは地震に伴う津波である。津波は、2節の末尾で述べたように、海底火山の噴火や山崩れによっても起きる。海底火山の場合、火山活動により噴出物が海底に現

表1 津波予報の種類と発表される津波の高さ

予報の種類		解説	発表される津波の高さ
津波警報	大津波	高いところで3m程度以上の津波が予想されますので、厳重に警戒してください。	[3m], [4m], [6m], [8m], [10m以上]
	津波	高いところで2m程度の津波が予想されますので、警戒してください。	[1m], [2m]
津波注意報	津波注意	高いところで0.5m程度の津波が予想されますので、注意してください。	[0.5m]

れたり、そこまでいなくても、海底に大きな地殻変動が生じれば津波の原因となる。海岸での山崩れにより山体そのものが海水中になだれ込むことによっても水が運動を起こし、津波の原因となる。こうした津波は発生頻度が極端に少ないこともあって、現象そのものに対する理解も進んでいないし観測・予報体制の整備も進んでいない。

なお、海底火山の活動により海底に生じた大きな地殻変動による津波の場合、地震のマグニチュードに換算して6.0相当の地震波しか出していないのに津波を発生させたという調査結果もあり、一般に、観測された地震波が小さくても津波は大きいという印象がある。この辺に過小な津波予報が出ていく危険がひそんでいる。

この他にも津波予報が過小になるかもしれない場合が考えられる。それは、低周波地震あるいはヌルヌル地震と呼ばれている地震の場合である。多くの地震は、震源域におけるずれ運動（食い違い）が大きければ、それに応じて出てくる地震波のエネルギーも大きい。しかし、ヌルヌル地震には、食い違いが大きくても（通常の観測対象の周期帯域の）地震波はそれほど大きくないという性質がある。上述のように、津波予報は地震波の大きさから計算したマグニチュードにもとづいて行っているため、ここにも予報が過小になる怖れがひそんでいる。1975年6月10日の北海道東方沖の地震の場合には、実際にそのようなことになってしまった。つまり、根室市花咲港で1m近い高さの津波が観測されたにもかかわらず、地震の直後には津波が発生しているとは予測できなかった。

2万人以上の死者・行方不明者をだした1896年の明治三陸津波を起こした地震もヌルヌル地震と考えられている。ヌルヌル地震の性質として、震源から出てくる地震波の長周期（たとえば100秒程度）成分は十分に大きいということが知られている。かつてはこのような長周期帯域における地震観測には困難を伴ったが、今日ではかつてほどの困難さはなく、長周期帯域の観測も各地で実施されているので、再び1975年のような事例があっても津波予報はうまくいくと考えている。

8. 津波対策

地震対策といえば、建築物や土木構造物をいかに震動に耐えるように作るか、火災に強く作るかということが大きなテーマとなる。しかし、津波対策で、陸上の建築物等をいかにつくれば襲ってきた津波に耐えることができるか、というテーマはとりあげられたことはほとんどない。これは、建築物等をいくら強くしても大きな津波に耐えられるようにすることは現実的には不可能であるからと想像する。大きな津波の場合は、海水だけでなく、木材や船舶等の漂流物も同時に襲いかかってくるのである。

津波から建築物等を守る現実的な策は、湾の入り口に防波堤を作って津波の勢いを弱めること、そして、海岸には津波の高さよりも高い防潮堤（図1）を作っておくしかないと思われる。こうした施設の建設には大変な費用がかかるだけでなく、設計したよりも大きい津波に襲われたときに

は十分に機能しない怖れもある。建築物等、特に住居は、多少の不便を我慢して、海岸から遠くの、標高の高い場所で作るのが最善の津波対策であると言える。

こうしたことから、もしも実際に津波に襲われるかもしれないという状況に立たされたら、財産の保全は後回しにして、人命の損失をいかに防ぐかに重点が置かれる。もともと、外国の地震による津波の場合で、津波の到達まで時間的な余裕がある場合には船舶を外洋に出す等の措置をとれば財産の保全も図ることができる。

いろいろな機会にいろいろな方々が津波対策を議論しているが、私見によれば次のようにまとめることができようか。

（1）津波の性質を正しく理解すること

現象を正しく理解しておくことが生死を分ける場合がある。たとえば、昔、三陸沿岸の住民の間には、冬季と晴天の日には津波の来襲はないという言い伝えがあったそうである。これはおそらく、何回かの津波体験にもとづいた言い伝えであろうが、まさに何の根拠もない。この誤解が1933年3月3日の昭和三陸津波の被害を大きくしたかもしれない。

津波は必ず引き波で始まるという誤解もあると聞く。つまり、海の潮が引いていくのを見てから逃げればいい、という考え方である。残念ながらこれも大きな間違いであり、現に1983年の日本海中部地震の津波は多くの所で押し波で始まった。

4節で少し言及したが、津波は、海面を吹き渡る風によって起こされる波浪と違って、海面から海底までの水が上から下まで一体となって運動している。このため、津波は、「高い波が襲う」というよりも「海が陸へ移動する」または「陸地が海の底に沈む」と理解しておくのがふさわしい。津波の勢いのすさまじさがよく表現されている言い回しであり、このような理解があつてこそ、津波から逃げよう、という気持ちになろうというものである。

海岸の近くに住居のある人は、地元がかつて被った津波災害をよく研究しておくことも重要である。自治体によっては、かつて襲ってきた津波の最大の高さを市内各所に表示したり、津波からの避難路の標識を立てたりしているところもある。効果的な市民啓発といえよう。

以下はマニュアル的になって恐縮であるが、せつかくの機会なので津波から身を守るすべを述べておく。

（2）訓練に参加して体を動かすこと

海岸の近くに住居のある人は、津波現象をよく理解した後、実際に体を動かして地域の訓練等に参加し、津波避難場所まで行ってみる必要がある。訓練には、家族だけでなく隣近所がいつしょになって参加すれば、実際に避難するときの問題点も浮かび上がり、また、その対処策も考えることができる。

（3）正確な情報を入手すること

磯釣り、磯遊びに出掛けるときはラジオが必需品である。

海岸にいるときに強い地震を感じたら直ちに海浜から離れ、安全な高台に避難する必要がある。前節の末尾で述べたヌルヌル地震のこともあるので、弱い地震であっても長い時間にわたってゆっくりとした揺れを感じた場合も同様である。高台に避難すると同時にラジオ等から正確な津波情報を入手し、海岸に戻るのは津波からの安全を確認した後にする。

地震の震源が遠ければ、震動を感じないのに津波が襲ってくる場合も考えられる。外国で起きた地震の場合もそうである。このような場合、テレビ、ラジオ、広報車などから津波情報を入手したら、直ちに避難行動をとる必要がある。

(4) 津波を見に行かないこと

近年、津波予報が発表されたら、海岸まで津波を見に行く人が増えている。こうした行為は自らの生命を危険にさらすだけでなく、海岸からの避難完了を確認するという業務を行っている消防関係者が逃げ遅れる原因を作るので罪が深い。最近では、津波から安全な場所にテレビカメラが常設されており、津波警報が出されようものなら、そのカメラの映像が実況中継されるようになっている。津波を見たい人はテレビで見るのがよからう。

9. むすび

どんな災害であれ、それを防ぐためには国および地方の行政機関の責任は大きい。津波災害を考えた場合、行政機関は震災対策の一環として、湾口の防波堤、海岸の防潮堤、河口の防潮水門、および高台への津波避難路等の施設整備を進めている。また、津波警報およびその周知を迅速に行うことにより、津波避難が的確に実施できるように努めて

いる。さらに、津波による浸水予測図の作成等を通じて、住民の津波防災意識の啓発に努めている¹²⁾。

6節の後半でも述べたが、津波災害は、頻度は非常に低いが突発的に発生して、またたくまに非常に多くの人命を奪っていくという大変悲惨な災害である。行政機関の上述の施策が実のあるものになるためには、住民一人一人がふだんから高い津波防災意識を持ち、もしも実際に津波に襲われるかもしれないという状況にいたら、正確な情報を入手して、財産を守ることは諦めて、身の安全を図る行動をとることが最大の津波対策であることを強調しておきたい。

参考文献

- 1) 岩手県田老町：地域ガイド 津波と防災～語り継ぐ体験，101 p, 1995.
- 2) NHK 放送文化研究所編：改訂版 NHK 気象ハンドブック，日本放送出版協会，268 p, 1996.
- 3) 丸山茂徳・磯崎行雄：生命と地球の歴史，岩波新書，275 p, 1998.
- 4) 地震調査委員会：日本の地震活動—被害地震から見た地域別の特徴—追補版，実業公報社，395 p, 1999.
- 5) 岡田正実・谷岡勇市郎：地震の規模・深さと津波の発生率，月刊海洋，号外 15, 18-22, 1998.
- 6) 岡田正実・中村浩二：奥尻津波と検潮記録，月刊海洋，号外 7, 123-131, 1994.
- 7) 宇佐美龍夫：新編日本被害地震総覧 [増補改訂版]，493 p, 1996.
- 8) 山下文男：津波，あゆみ出版，222 p, 1997.
- 9) 渡辺偉夫：日本被害津波総覧 [第 2 版]，東京大学出版会，238 p, 1998.
- 10) 観測部地震課：津波予報業務の変遷と現状，気象庁測候時報，44, 123-170, 1977.
- 11) 館畑秀衛：津波数値計算技術の津波予報への応用，月刊海洋，号外 15, 23-30, 1998.
- 12) 内閣府：平成 13 年版防災白書，財務省印刷局，394 p, 2002.