東北地方の大規模地すべり地形 Large-scale landslide landforms in Tohoku District, Northern Japan

清水 文 健*
Fumitake SHIMIZU

The large-scale landslide landforms, with source areas wider than 1 km were mapped by air-photograph interpretation in the Tohoku district between latitude 38°N and latitude 42°N. On the basis of the mapping, characteristics of the distribution of those large-scale landslide landforms are discussed from geomorphological and geological points of view.

Six regions are recognized as those of concentration in the central part of the Ōu Mountains, the Shirakami Mountains, the Hinotodake-Kamura Mountains and the northern part of the Asahi Mountains. Those regions mostly coincide with the areas of the maximum uplift during the Quaternary time in the Tohoku district. Those are also underlain by the zones of the Lower and Middle Miocene sedimentary rocks and submarine volcanic rocks, commonly called "Green Tuff", and the Quaternary volcanic rocks. The topography in those zones are characterized by cap rock structures.

The large-scale landslide landforms of the Quaternary volcanic areas are dominantly found in the old and/or dormant volcanoes, and are roughly divided into three types from the main contributing factors of landsliding, the volume in source area, morphology and so on.

(1) Type 1 is a catastrophic landslide or collapse of a volcanic cone associated with volcanic activity. Its topographic and structural feature is composed of the so-called the collapse caldera of the source area and hummocky relief of the deposition area. The latter is a typical topographic feature of volcanic dry avalanche deposits composed of megablocks and interstitial fine material. The volume of the source area is the largest of the three types. Examples can be seen in Iwate volcano, Iwaki volcano, Gassan volcano, Chōkai volcano, Zaō volcano and Shirataka volcano.

(2) Type 2 shows a typical landslide landform associated with a gentle arc-shaped main scarp and a moving mass. Main scarp of this type is found on the slope of a thick lava flow near the top of the volcano.

The activity of the volcanoes, where the landslides of this type occurred, ceased in the late Pleistocene and seems to be almost dormant at present.

The contributing factor to the landsliding may be a large quantity of water supply related to the late Quaternary climatic change.

Water are prepared in the form of the perennial snow patches and are supplied by the rapid melting of the perennial snow patches with the rising air temperature. The formative age of the perennial snow patches ranges from the late Pleistocene to the earliest Holocene (period about 18,000y. B. P. to 8,000y. B. P.).

Because the sea level of this period is lower than that of the present, mountains were vigorously dissected. Then the stability of the mountain slopes rapidly deteriorated and a number of large-scale landslides occurred.

Those landslides are found in Hachimantai volcano, Yakeishi volcano, Kurikoma volcano, Funakata volcano, Gassan volcano and Zaō volcano.

(3) Type 3 is recognized along the dissected valley wall in the pyroclastic deposits and pumice fall deposits. Type of movement is mostly rotational. The volume in source area is smaller than that of the type 2. However, the same contributing factor may be important for the landslides of type 3 as the type 2.

1. はじめに

広義の意味の地すべり (landslide) が山地解体の主役である。線的に作用する河川の侵食に比べ、地すべりは

面的に働くため、とくに規模の大きなものは、頻度は少ないが、独立した山体に働いた場合その姿を一変させることもしばしばあり、火山体ではそれが極めて顕著である。山体から強制的に移動させられた物質は、あまり遠方まで運ばれることなく、その大部分が山体近くに留まっ

* 国立防災センター

ていることが多い。活動していることが認識しやすい規模の地すべり、もしくは、対策工事等の対象となっているものの大部分は、このような物質の一部が再移動したものであると考えてよい。また、完全に山体から分離せずに、稜線部に、稜線に平走する逆向きの小崖地形とか線状凹地などによって、大規模地すべりの萌芽を暗示する場合があります、これが自然斜面における最も不安定度の高い斜面となる。

このように、大規模な地すべり地形に注目することは、斜面の不安定度を助長し、かつ新たに作り出すという点において極めて重要であると考えられる。本報告では、北緯 38° 線以北の東北地方の大規模地すべり地形について、その分布上の幾つかの特長と問題点について述べる。

2. 地すべりおよび地すべり地形の定義

「地すべり」の語は広義の意味で使用する。斜面のある範囲がまとまって斜面下方へ移動する斜面運動の大部分を含める。したがって、日本で使用されている言葉で言えば、地すべり、地すべり性崩壊、大規模崩壊、巨大崩壊、大規模地すべり、さらに基岩のクリープ等が含まれる。しかし、ソリフラクション、表層上のクリープ、表層すべり、表層崩壊、土石流、落石などは含まれない。

「地すべり地形」とは、上述の意味における地すべりによって生じた、あるいは生じつつある地形の総称として使用する。

表題の「大規模地すべり地形」とは、変動域と不動域の境界の明確な「単位地すべり地形¹⁾」のうち、主削剝域の最大幅が 1 km 以上の地すべり地形のことである。従来は水平面積（寺戸、1978 など）、移動体の全土量（崩壊土量）（Machida, 1966 など）などによって区別されているが、削剝域の最大幅で別けるのが最も簡単かつ個人差なく地すべり地形の規模を知る指標となり得ると考える（羽田野、1972）。ちなみに、主削剝域の最大幅と移動体の全土量の相関を見ると、最大幅が 1 km 以上あれば移動体の土量はすべて Machida (1966) が巨大崩壊として区別した土量 10^7m^3 以上であると推定できる。

3. 大規模地すべり地形の分布と第四紀地殻変動

第四紀における急激な地盤の隆起とそれに伴う活発な下刻作用によって、山地斜面が不安定化し、多数の地すべりが発生したであろうことはすでに指摘されている。

¹⁾ 滑落崖と移動体がワン・セットになった初生地すべり地形

図-1 は 4 万分の 1 空中写真（国土地理院撮影）の判読により、2 万 5 千分の 1 地形図に、不動域と変動域が明確に区別される単位地すべり地形の滑落崖と移動体（大きな地すべり地形には内部構造を書入れている）の輪郭を記入した図から、崩壊源の主削剝域の最大幅 1 km 以上の単位地すべり地形を大規模地すべり地形として拾い出し、それを縮小して大規模地すべり地形の構造の表現を一切省略して黒色で塗りつぶし、第四紀地殻変動図 No. 6 の接峰面図に重ねたものである。接峰面は、侵食によって生ずる谷を埋め立てた場合に、各山地が呈するであろ

図-1 東北地方の大規模地すべり地形分布図

Fig. 1 Map of the large scale landslides in air-photograph interpretation in the Tohoku District Contour line of Gipfelflur by Okayama, 1969 (interval: 200m, broken line: depression)

大規模地すべり地形（主削剝域の最大幅が 1 km 以上のもの、複雑の地すべり地形が接している場合は連続してぬられている）

接峰面等高線（間隔 200m、破線に凹地）は岡山俊雄編集「接峰面図」(1: 200 万、第四紀地殻変動図 No. 6、国立防災科学技術センター、1969) による。AO: 青森 AK: 秋田 MO: 盛岡 SA: 酒田 YA: 山形 SE: 仙台 Ha: 八甲田火山 Td: 十和田火山 Ik: 岩木火山 Hm: 八幡平火山 It: 岩手火山 Ko: 秋田駒ヶ岳火山 Mo: 森吉火山 Yk: 焼石火山 Kg: 栗駒火山 Ch: 鳥海火山 Fn: 船形火山 Gs: 月山火山 Zo: 蔵王火山 St: 白鷹火山

うことができる。山地の高さは、一般的には、地盤の垂直運動の総和と侵食による山頂の低下量とによって決るが、第四紀に激しい地盤運動を蒙った日本では、たとえ侵食によって細かく谷をうがたれようとも、山頂の平均高度差は、大体地盤運動の総和によって定まる原起伏を示し、山地高度の大小は直に地盤運動量の大小を表現していると見て差支えない(岡山, 1960) から、地盤運動と大規模地すべり地形の関係を見るのに都合が良い。

図-1の接峰面の等高線に注目すると、東北地方には二方向の顕著な等高線の密な地域、すなわち、隆起量の大きな地域が認められる。1つは南北方向の高まりで、山地名で言えば、奥羽山脈、出羽山地一朝日山地、もう1つは前者に直交する東西方向の高まりを成す白神山地、

男鹿半島—太平山地、丁岳(ひととだけ)山地である。これらの高まりの上にはいずれにも火山体がある。奥羽山脈の両側には長さの短い活動度B級の活断層(逆断層)が発達する(活断層研究会, 1981)。出羽山地一朝日山地では活断層よりむしろ活褶曲の発達が著しく、河成段丘が変形を受けている場合もある。一方、白神山地、男鹿半島—太平山地では、日本海の下に南北方向の活断層が存在し、海岸地帯には5〜6段の海成段丘が発達する。これらの段丘の高度分布にもとづいた最近数10万年の地盤の変形様式は、地震性地殻変動と広域的地殻変動の重なった波長20〜30kmの波状変形で、現在も継続しており(太田・成瀬, 1977; 今泉, 1977)、現在の地形概形や第四紀垂直変動量の分布様式(第四紀地殻変動図,

1969)と調和している。同じ東西方向の丁岳山地においても、1804年の象潟地震の際、地震性の隆起が起り、震央(日本海)に近い象潟で最大隆起量を、そこから南北方向へ向って小さくなる隆起パターンを示した(平野ほか, 1979)。Huzita (1980)は東北日本を5つの活構造帯に分けたが、奥羽山脈、出羽山地一朝日山地、太平山地はゾーンⅣに、白神山地、男鹿半島はゾーンⅤに含まれている。1983年の日本海中部地震の発生からも明らかのように、現在では後者の方が活動的である。

大規模地すべり地形は奥羽山脈中部、白神山地、太平山地、出羽山地南部、丁岳山地、朝日山地北部に分布が集中する。これら分布密度の高い地域は第四紀における東北地方での最大隆起量が推定されている地域(前出, 1969)で、非火山地域と火山地域とから成る。非火山地域には中・小規模の地すべり地形の発達は極めて良いが、白神山地は他に比べて大規模地すべり地形の分布の程度が著しいように見える。この違いは活構造帯における地盤運動様式および活動時期の違いにもとづく基盤内部の破壊密度の差によるものか、あるいは、単に見かけ上そのように見えるだけなのか、今のところ判断する資料に乏しい。いずれにしても、地盤運動の活発なところでは、地震活動も活発で、マグニチュードの小さい地震の長期間にわたる累積の効果により、地すべり多発の条件がつくり出され、稀に起る大きな地震が引金となって、大規模な地すべりを起すであろうことは十分に考えられる。その他、大きな地震によって引起される大規模な地すべりは、例えば、1984年9月の長野県西部地震による御岳山山腹の崩壊のように、活火山や活断層沿いで起る可能性が最も高い。

太平山地では、隆起量の大きい(等高線の密度が高い)部分よりむしろ小さい部分に大規模地すべり地形の分布が著しい。これは図2を見れば明

図-2 東北地方の大規模地すべり地形の分布と応用地質区(応用地質区は大八木ほか, 1982による)

Fig. 2. Large scale landslides and Engineering geological map of the Tohoku District

1: 第四紀火山岩類 2: 第四紀火山砕屑層 3: 中新世後期・鮮新世海成砕屑岩 4: 中新世前・中期堆積岩および同海成火山岩類 5: 大規模地すべり地形 AO: 青森 HI: 弘前 AK: 秋田 MO: 盛岡 SA: 酒田 YA: 山形 SE: 仙台

らかなように、岩質の違いが顕著に表われたものであろう。

大規模な不安定斜面の存在あるいは大規模地すべりの萌芽を暗示する小崖地形あるいは線状凹地は、東北地方では37カ所に認められる。とくに奥羽山脈中部の真昼山地に発達がよく、白神山地や太平山地などにはない。しかし、崖の長さ、崖高、崖の明瞭さ、分布密度のいずれをとっても、中部山岳地域のそれとは比較…ならないほど規模が小さい。東北地方の大小地すべり地形の分布密度から考えて、おそらく、すでに主なものはほとんど滑ってしまったために、小崖地形の分布密度が低いのであろう。それは小崖地形が支稜（支尾根）に主として見られることや稜線の両側に発達する地すべり地形の頭部が互にかみ合って稜線移動を生じている場合が多く認められることによって明らかにである。

4. 大規模地すべり地形の分布と地質区

地すべり地形の分布と地質の関係を知るためには、単に通常の地質図に地すべり地形分布図を重ねてみてもあまり意味はない。なぜなら、既存の地質図は地層や岩体の年代や相互関係を表現しており、必ずしも地層名が岩質を表わしていないし、土木地質的特性はほとんど表現されていないからである。そこで既存の地質図から応用地質図への読みかえが必要となる。

図-2は、主に100万分の1地質図（地質調査所、1972）から黒田（1980）によって構成地質の年代と岩質により区分され、大八木（1981）によって整理された図に大規模地すべり地形分布図を重ねたものである。

大規模地すべり地形としてピックアップした531個の地すべり地形のうちの97%は、①第四紀火山岩類および火山砕屑層、②中新世後期・鮮新世海成砕屑岩、③中新世前期・中期堆積岩および海成火山岩類の分布地域に集中する。各地質区における分布の割合は、①が25%、②が21%、③が51%で、③の地域での分布の割合が圧倒的に高くなっている。①②に比べて地質区の分布面積が特に広いというわけでもないので、何か別の条件があると考えられる。図-1と図-2を並べてながめてみると、③の分布地域は隆起量の大きい地域と一致しており、造構応力による基盤内部の破壊密度の多寡のほか、単純に起伏量の大小がかなり重要な要因となっているのではないだろうか。③はいわゆるグリーンタフ地帯で、寺戸（1980）もすでに述べているように、厚い海成火山岩類がキャップロック構造をなす地域に大規模地すべり地形の分布密度が高く、②の地域では、厚くて硬い砂岩が同様にキャップロック構造をなす地域に発達する傾向がある。

5. 火山地域の大規模地すべり地形の分布

本報告の対象地域には、活動中・活動休止中の火山合

わせて24座あり、うち4座を除いてすべてが円錐火山である（守屋、1983）。これら全部の火山に山体崩壊を含む大規模地すべり地形が認められる。

火山体は火口から放出されたマグマが堆積してつくった急傾斜で不安定な地形であり、溶岩と火山灰・火山砕屑物の硬軟二様の岩質の急傾斜の互層によって構成され、マグマの突き上げによる山体・基盤の変形、断裂、および、降水や熱水の進入に伴う変質作用によるぜい弱化、崩壊誘因としての火山活動と、地すべりの発生にどこか条件がそろっている。

火山地域の大規模地すべり地形は、発生誘因、崩壊土量、形態などから3つのタイプに分類される。**タイプⅠ**はセントヘレンズ火山（U. S. A.）や磐梯火山のような馬蹄形カルデラと流れ山という組み合わせ、もしくは、流れ山のみによって知られる山頂部の大崩壊タイプで、岩木火山、岩手火山、鳥海火山、蔵王火山、月山火山、白鷹火山などに認められ、岩木火山、岩手火山では馬蹄形カルデラがその後の噴火で埋没し、流れ山のみが大崩壊のあったことを示している。なお、蔵王火山、鳥海火山にも同様の状態が認められる。**タイプⅡ**は火山体頂上付近の溶岩流原面に発生し、ゆるい弧状の滑落崖とその前面に広がる不規則な凹凸を示す移動体とから成るキャップロック型の地すべり地形で、活動時期のやや古い火山体に多く見られ、八幡平火山、焼石火山、栗駒火山、船形火山、月山火山、蔵王火山などに顕著に発達する。火山体は山体崩壊がなくても、緻密な岩石から成る山に比べるとはるかに侵食されやすいが、これらの大規模地すべり地形のほとんどは滑落崖と移動体はかなり新鮮な状態で残されている。なお、このタイプには地質図に爆裂火口とされている例がある。**タイプⅢ**は火砕流堆積面、降下軽石流堆積面などに掘込まれた開析谷の谷壁に沿って見られるスランプ型の地すべり地形で、堆積物が薄い場合は剪断面が基盤（ほとんどが第三紀層）内に形成されている場合もある。タイプⅠ、Ⅱに比べタイプⅢには規模の大きいものは少ない。

タイプⅠは火山活動に対応して地すべりが発生した。

タイプⅡは火山体のもつ数々の不安定要素に加えて、マグマの上昇・下降のくり返しにより形成された断裂に進入した降水および熱水による変質作用によって火山体構成層がぜい弱化し、多量の水の供給あるいは地震が誘因となって発生したものと推測される。火山活動の後期ほど火山体の基盤および構成層の断裂の密度が高くなり、火山活動が休止している時間が長いほど割れ目に進入した降水や熱水による変質作用が進行し、火山体構成層のぜい弱化が進むものと思われる。このように考えると、活動時期の古い火山により多く大規模地すべり地形の発達する理由が理解しやすい。

地すべり発生の誘因としては地震と多量の水の供給に

よる地下水圧の異常増加が考えられるが、地震の場合は、活断層が近くに存在する場合は別として、火山活動が休止状態では地すべりを起させるほどの強さの火山性地震の発生は期待できない。一方、多量の水の供給は、現在の気候条件下で大規模地すべりの発生した例はほとんどないから、現在より水を多量に供給することが可能な、現在とは異なった気候条件を考える必要がある。水の供給は夏季の梅雨前線と台風による降水および冬季の降雪が考えられるが、現在とは異なる気候、すなわち、氷期（寒冷期）には、夏季の降水量は減少するから、冬季の降雪量と夏季の低温化による越年残雪の増大が重要となるだろう。そこで次のように考えられる。寒冷気候下で、火山体の山頂付近に形成された現在よりはるかに大規模な多年性雪渓もしくは小氷河が、気候の急激な温暖化とともに融解消失して行く過程で発生した。

タイプⅢもタイプⅡとはほぼ同じ誘因によると考える。

6. 大規模地すべり地形の形成年代

最近、地すべり地形に関する ^{14}C 年代測定資料が増えるとともに、地すべり地形の形成年代についての議論が活発に行われるようになってきたが、 ^{14}C 年代測定資料の産出位置と地すべり地形の内部構造との関係および地すべり地形発達上の位置関係などが不明瞭なために、信頼性に欠ける（星野，1982；古谷など，1984）。したがって、これまでのところ、形成年代（主滑落崖の形成時期）を論ずるに必要なデータは少ない。

非火山地域で形成年代が報告されている地すべり地形のうち、大規模地すべり地形の定義にあてはまるものはない。このことは、現在の気候条件下では大規模な地すべりは発生しにくく、世界的な規模の気候変化でも特に氷期から間氷期あるいは亜氷期から亜間氷期へといった気候変化の過渡期ないし移行期に、大規模地すべりの発生条件が生じるものと考えられる。

火山地域の場合、火山体は各々独立した1つのシステムであるため、非火山地域に比べて時代の限定がしやすく、テフクロロジーの手法がうまく適用できれば、 ^{14}C 年代測定資料やフィッシュントラック法による資料を組込むことによって、各火山体の大規模地すべり地形の形成年代が明らかになるだろう。

タイプⅠの形成年代は、火山活動と直接関係があるから、各火山体の詳細な発達史を明らかにすることによって判明する。

タイプⅡ、Ⅲについては、誘因の方からも、形成年代決定の枠をはめられるのではないだろうか。

地すべり地形の開析程度から考えて、形成年代はおそらく最終氷期をさかのぼらないだろう。最終氷期の気候は、北アルプスにおける氷河の消長から推定すると、(I) 50,000y. B. P. 頃に氷河の最大拡大期が認められる。白

馬岳付近では、氷舌端は標高1,100m 近くにまで達していた。間に著しい下刻期（亜間氷期）をはさんで、(2) 25,000~10,000y. B. P. 頃に3回の氷河の前進があったが、いずれも最大拡大期より大規模で、かつ時代が新しくなるとともに氷河の規模が小さくなる（小嶋ほか，1974）。

氷河の拡大に最も都合の良い気候条件は、冬に降雪量が多く、夏に気温が低いような気候であると考えられる。

北アルプスにおける降雪量は日本海の表面水温と蒸発量によって決まるとされている（小野，1982）。したがって、氷河の規模が50,000y. B. P. 以降、時代が新しくなるとともに規模が小さくなるということは、降雪量がだんだん減少していったことを意味し、さらに、18,000 y. B. P. の最終氷期最寒期には、海面低下により対島海流の流入がなく、表面水温も低下し、冬季の蒸発量が少なくなったため、降雪量は著しく減少したものと考えられる。小笠原（1975）は当時の日本海の水温が現在より 6°C 低く、蒸発量は現在の40%台であったと推定している。しかしながら、越年雪の発生条件として、ある程度の降雪さえあれば、前冬の寒暖は問題にならず、むしろ夏の気候が重要な因子となる（山本，1974）から、現在の降雨量が2分の1に減少しても、気温が 6°C 低下すれば、越年雪は形成される（成瀬ほか，1981）。実際に、小規模ながら中部山岳地域に氷河の存在したことは明らかであるから、最寒期に降雪量が極端に減少したとは考えにくい。したがって、最終氷期の最寒期に気温が $7\sim 8^{\circ}\text{C}$ 低下したことはほぼ確実であるので、当時、東北地方の火山体に現在よりはるかに大規模な各年性雪渓もしくは小氷河が形成されたであろうことは、まずまちがいないだろう。

Dansgaard ら（1971）はグリーンランド・キャンプ・センチュリーの氷のコアの酸素同位対比の分析から、過去約12万年にわたる気候変化を明らかにした。それによると、10,000y. B. P. 頃に境に酸素同位体曲線に著しい変動が認められる（図-3）。酸素同位体組成 δ （デルタ）0 値の変動は海水準変動とほぼ1対1の対応を示すのが原則であり、したがって、酸素同位体曲線は地球の放射平衡温度の変遷をあらわすと考えられている（小林・阪口，1977）から、この頃急激な気温上昇のあったことが推測される。安田（1982）は花粉分析の結果から、日本においても10,000y. B. P. 頃に境に急激な温暖化と積雪量増加傾向を認めたが、なお当時の平均気温は現在より $3\sim 5^{\circ}\text{C}$ 前後低かったと推定している。小泉（1981）の珪藻群集、大場ほか（1980）の有孔虫の酸素同位対比の分析結果から、約8,000y. B. P. 頃から対島海流が日本海へ本格的に流入し、海水温は一気に $7\sim 8^{\circ}\text{C}$ も急上昇したことが明らかにされた。これは降雪量の増加傾向を支持する。さらに、後立山連峰朝日岳付近で、8,000y. B. P. よ

図-3 キャンプ・センチュリーの1万4,000年間の氷のコアの δ 値 (ダンスガールら, 1971).

Fig. 3 Late glacial and Holocene δ variations plotted on a corrected time scale.

り新しいブッシュ・モレーンの存在が報告された (小崎・岡沢, 1983)。これらのことから考えて、最終氷期最寒期 (18,000y. B. P.) 以降 8,000y. B. P. 頃まで、北アルプスや東北地方の火山体に形成された小氷河や多年性雪渓は、縮小することなく、現在よりはるかに大きな規模を維持していたと推定される。

完新世の海水準変動曲線は、6,000~5,000y. B. P. に海面が現在より高かったとする Fairbridge 曲線に代表されるタイプ、現在の海水準は完新世の最高位海水準であるとする Shepard 曲線に代表されるタイプ、および、3,600y. B. P. 以降現在と同じ水準を保っているという Jørgensen 曲線のタイプの3つに大別される (阪口, 1983) が、いずれの説においても、10,000~8,000y. B. P. 頃の海水準は現海面より数 10m 低かったと推定される。

以上の諸点を考え合わせると、10,000y. B. P. から 6,000y. B. P. のヒブシサーマル期 (後氷期の最暖期) にかけてのある時期、おそらく 8,000y. B. P. 前後頃に、気温の急上昇に伴って、現在よりはるかに大規模な多年性雪渓もしくは小氷河が急速に融解して多量の水が供給され、海水準の低下と相まって山地内河谷を急激に下刻したため、山地斜面の不安定化が急速に促進され、大規模な地すべりが発生したものと考える。

非火山地域の大多数の大規模地すべり地形も、おそらくこの頃形成されたものがかなりあると思われる。

今後 ^{14}C 年代測定資料の産出位置と地すべり地形発達上の位置関係が明確な信頼にたる資料の急増が待たれる。

参考文献

- Dansgaard, W., J. Johnsen, H. B. Clausen and C. C. Langway, Jr. (1971): Climatic record revealed by the Camp Century ice core, in Turekian, K. K., The late Cenozoic glacial ages: New Haven, 37~56.
- 第四紀地殻変動研究グループ (1969): 第四紀地殻変動図, 国立防災科学技術センター。
- 羽田野誠一 (1972): 20万分の1「仙台」図幅の大規模地すべり地形の分布, 日本地理学会予稿集, 3, 67, および配布資料。
- 平野信一, 中田高, 今泉俊文 (1979): 糸満地震 (1804年) に伴う地殻変形 第四紀研究, 18, 17~30.
- 古谷尊彦, 宮城豊彦, 日比野紘一郎 (1984): 2・3の地すべり地の年代測定結果について, 東北地理, 36, 201~202.
- Huzita, K. (1980): Role of the Median Tectonic Line in the Quaternary Tectonics of the Japanese Islands. Memoirs of the Geological Society of Japan. No. 18, 129~153.
- 星野由尚 (1982): ダムサイト適地調査の手法と地すべり地形の意義, 東北地方建設局河川技術資料, 111頁。
- 活断層研究会 (1980): 日本の活断層一分布図と資料一, 東大出版会, 363頁。
- 黒田和夫 (1980): Geology and Landslides in Japan. 第2回日米地すべり対策セミナー配布資料。
- 小崎尚, 杉原重夫, 清水文健, 宇都宮陽二郎, 岩田修二, 岡沢修一 (1974): 白馬岳の地形学的研究, 駿台史学, 第35号, 1~86.
- 小崎尚, 岡沢修一 (1983): 後立山連峰北部朝日岳の完新世ブッシュ・モレーン, 日本第四紀学会要旨集, 13, 110~111.
- 小林国夫・阪口豊 (1977): 氷河時代を見直す, 科学, 47, 578~591.
- 小泉格 (1981): 最終氷期以降の日本海における珪藻遺骸群集の変遷. 日本第四紀学会要旨集, 11, 41~44.
- Machida, H. (1966): Rapid Erosional Development of Mountain Slopes and Valleys Caused by Large Landslides in Japan. Geogr. Rep. Tokyo Metr. Univ., 1, 55~78.
- 守屋以智雄 (1983): 日本の火山地形 (UP Earth Science). 東大出版会, 135頁。
- 成瀬廉二, 高橋修平, 藤本強 (1981): 気候変化にともなう北海道山地の融雪量変動およびその結果から推定される氷期の年積雪量. 低温科学, 物理篇, 40, 67~81.
- 小笠原和夫 (1975): 日本の氷期の気候, 式正英編「日本の氷期の諸問題」(古今書院), 194~204.
- 岡山俊雄 (1960): 日本の地形構造一地形誌の出発点として一, 駿台史学, 第3号, 28~38.
- 小野有五 (1982): 氷河地形による最終氷期の降雪量の復元と海水準変動. 第四紀研究, 21, 229~243.
- 大場忠道, 堀部純男, 北里洋 (1980): 日本海の2本のコアによる最終氷期以降の古環境解析. 考古学と自然科学, 13, 31~49.
- 太田陽子, 成瀬洋 (1977): 日本の海成段丘一環太平洋地域の海面変化, 地殻変動の中での位置づけ. 科学, 47, 281~292.

- 大八木規夫 (1981): 地すべり。防災科学技術セミナーテキスト, 全国防災協会, 27~46.
阪口豊 (1983): 後氷期の海面変動—日本の場合—。地学雑, 92, 8~14.
寺戸恒夫 (1978): 奥羽山脈中部の大規模 mass movement. 東北地理, 30, 189~198.
—— (1980): 古期崩壊地形の分布にみる特性。西村嘉助先

生退官記念論文集, 94~98.

- 山本武夫 (1974): 日本の気候変動と沖積世の寒冷気候。第四紀研究, 12, 145~159.
—— (1977): 日本の歴史時代の気候。地理, 22, 20~35.
安田喜憲 (1982): 堆積物の各種分析から見た最終氷期以降の気候変動。気象研究ノート, 第147号, 613~626.

関東農政局管内の地すべりと崩壊

Creep Movement and Steep-Slope Failure in Kantô Region

中山 康*・西嶋 輝之**

Yasushi NAKAYAMA・Teruyuki NISHIJIMA

Abstract

The writers plotted a location of active mass movement on a 30"×45" mesh map. It depends on an observation of a stereoscopic pair of aerophotos and surficial survey. Mass movement lies on the elevated side of thrust fault, an anticlinal axis of active folding and the margin of a tectonic basin. Such statistics are shown in this paper.

Itoigawa-Shizuoka tectonic line is a greatest thrust fault which has been identified with a boundary line between Eurasian and North American plates since the Central Japan Sea earthquake 1983.

The division of creep movement and landfall depends on the facies of layer. Clayey soil introduces creep movement and sandy one an accidental fall by heavy stormy rain or the earthquake. Ancient or fossil mass movement marks are found independent of present crustal movement. Artificial land development may lead slope disasters. They may issue from fossil landslides.

Deposits of dam sites—Miwa, Koshibu, Yasuoka and Hiraoka—are very large along the Tenryû river, which flows through an upheaval district. An occasional mud flow takes its rise at Mt. Hieda along the Ura river, Nagano prefecture.

1. はしがき

関東農政局では地すべり等崩壊災害危険地調査を実施したので、その成果を報告する。地すべりおよび崩壊の地形を空中写真から判読し、踏査および各種資料からその特性を調べ、管内の集計を行った。自然災害の防止という観点を重視したので、既に安定している古い地質時代の地すべり（いわゆる化石地すべり）は省いている。したがって、人工的な地形改変に対する危険度を示すものではない。

2. 地すべりおよび崩壊の分布

管内の10都県では1,920カ所の地すべり・崩壊の動きが認められた。位置の表示については、標準地域メッシュ

・システムを採った。滑落崖や移動地塊がメッシュの一部にかかっているならば、「あり」として扱う。そのかわり、メッシュ内に2カ所以上の地すべり・崩壊があっても同じく「あり」であって、箇所数を表すことはできない。メッシュの大きさは、たて920m×よこ1,130m程度である。

この分布図からみると、地すべりと崩壊はほぼ次の3つの地域に集中している。

(1) 千葉県南部

千葉県下の230カ所は、ここに集中している。関東構造盆地の南縁を形成する房総半島南部から三浦半島を貫通する嶺岡丹沢隆起帯の中軸には、塩基性火成岩体がある。蛇紋岩・玄武岩で、鴨川市太海海岸や横須賀市平作町明登山などには枕状溶岩がみられる。断層を伴う背斜構造を持っている第三紀の泥岩は、蛇紋岩とともに密集した地すべり地帯を作っている。

* 農業土地試験場 造構部

** 関東農政局 計画部