

# 北海道，網走・北見・津別地域の地すべり（第1報）\*

—北見地域での地すべり地形の特徴と最近の地すべり—

伊藤 陽司\*\*

(平成5年4月26日受理)

## Landslides in the Abashiri-Kitami-Tsubetsu district, Hokkaido, Japan (part 1) ; Characteristics of landslide configurations and recent landslides in the Kitami district

by Yoji ITO

### Abstract

The Abashiri-Kitami-Tsubetsu district in northeastern Hokkaido is known for its abundance of landslide configurations. In the quadrangle map (1:50,000) of Kitami, in the central part of the district, 277 landslide configurations were identified in aerial photographs of 1:20,000 in scale. Most of them occurred in prehistoric times, but recent landslides with main scarp lacking in vegetation were also recognized.

Most landslide configurations are concentrated in the southeastern areas which are underlain by the Eocene to Oligocene Sakaemori Formation, which consists of conglomerate, mudstone and tuffaceous breccia, and the Oligocene Tatsukobu and Miocene Tsubetsu Formations, which consist mainly of alternating beds of hard shale and siltstone and mudstone with interbeds of tuff. This is presumably related to the rocks which disintegrated into small fragments to mud by weathering and crushed by faulting and folding.

Landslide configurations are divided into seven types, according to geomorphological features, resulting from properties of landslide debris and processes of movement. In the southeastern areas, most of them show morphology of small-scale debris slump (A type), debris slides (C and F types) and debris flow (G type), and they are dip-slope slide type and reverse dip slide type along the faults and axes of folds. Moreover, large-scale rock slides (D and E types) were also found along the faults, axes of folds and lineaments, and regarded as faults or boundaries between geologic units.

Recent landslide damages were caused mostly by the removal of older landslide debris, triggered by natural and artificial inducements. Therefore, the planning and investigation of developments involve attention to the presence of landslide configurations.

### 1. はじめに

近年，宅地・農地・リゾート開発，道路の新設・高規格化，トンネルやダムの建設など山地・丘陵地域での開発・建設工事の進展や生活圏の拡大にともなって地すべり災害も数多く発生して

\* 1990年地すべり学会北海道支部研究発表会にて一部発表

\*\* 北見工業大学工学部土木開発学科

おり、その都度防止対策が実施されている。

北海道北東部の網走から女満別、美幌、北見、津別を経て陸別に至る地域は、北海道でも有数の地すべり地形が集中して分布する地域である<sup>1)</sup>。これら地すべり地形の多くは古い時代の土～岩の滑動によって形成されたものであるが、最近の地すべり災害の多くが集中豪雨、長雨、急速な融雪、河岸・海岸侵食、地震などの自然的誘因および斜面での開削、盛り土などによる载荷などの人為的誘因によって、地すべり地形を呈する斜面に残存する崩土の一部～全体が再滑動したりその近接地での土～岩の滑動によって発生した事例であることから、地すべり災害の発生を未然に防止し、また被害を軽減する上で地すべり地形の存在を知り、これらの特性を把握することが重要である。

本報告では網走・北見・津別地域での地すべり特性を明らかにすることを目的に、その第1報として北見地域での空中写真から判読される地すべり地形の分布、形態、規模および崩土の滑動方向などの特徴や地質・地質構造との関係、そしてこれら地すべり地形と最近発生した地すべりとの関係について述べる。

## 2. 対象地域の概要

対象地域は5万分の1地形図「北見」の範囲であり、網走・北見・津別地すべり地形集中地域のほぼ中央部にあたる。行政区画上は北見市が大半を占め、地域北東端が常呂郡端野町、南東部が網走郡美幌町および津別町、そして南西端が常呂郡訓子府町に属する。

地域の地質は、玄武岩質溶岩・ハイアロクラスタイトを主としチャートや石灰岩などをともなうジュラ～白亜系仁頃層群、これを基盤とする礫岩・泥岩・凝灰質角礫岩などからなる始新～漸新統栄森層、頁岩・泥岩・砂岩などからなる漸新統達媚層、中新統津別層および相内層、そして軽石流堆積物、段丘堆積物および沖積層など第四系で構成される<sup>2)~5)</sup>。

地域は、地形的および地質的条件によって地域北東隅から南西隅を結ぶ線の南側の山地地域と北側の丘陵地域とに大きく2区分され<sup>2)</sup>、さらに、南側の山地地域は、地質構成や地質構造から次の3つの地区に細分される (Fig. 1)。

①開成・若松・川向地区：二又断層の東側、栄森断層の西～北側の地域で、標高200～350mの丘陵性の地形を呈し、主に栄森層で構成される。NNE-SSW方向の軸を有する背斜構造が発達しており、栄森層は地域西部では北西～西へ、地域東部では東～南東へそれぞれ10°～30°で傾斜する。栄森断層と一致するリニアメントやこれにやや斜交するN10°～15°E方向のリニアメントのほか、栄森層の走向と一致するN20°～40°E方向のリニアメントも判読される。

②最上・栄森地区：二又断層および栄森断層の東側の地域で、地域西部は標高350～500mのやや急峻な山地地形を呈するが、東側へ向かってしだいに高度を減じ、東部では標高200～300mの丘陵性の山地となる。地域西部は硬質頁岩とシルト岩との互層の卓越する達媚層で、そして東部はシルト岩・硬質頁岩・砂岩などからなる津別層で構成される。地域西部ではNNW-SSE～NNE-SSW方向の軸を有する向斜・背斜とNE-SW系の断層の発達が著しいが、東方へ向かってしだいに同斜構造が支配的となり、津別層は全体的に東へ10～20°で傾斜する。地域西部では達媚層の走向と一致するN-S～N20°E方向のリニアメントが多数判読される。

③南西部地区：二又断層の西側の地域で、標高350～500mの稜線がシャープで急峻な山地形を示し、主に仁頃層群で構成される。多くの断層が発達し、構造も複雑である。その断層に一致するリニアメントや断層に沿って平行状に配列する連続性のよいNE-SW方向のリニアメントのほ

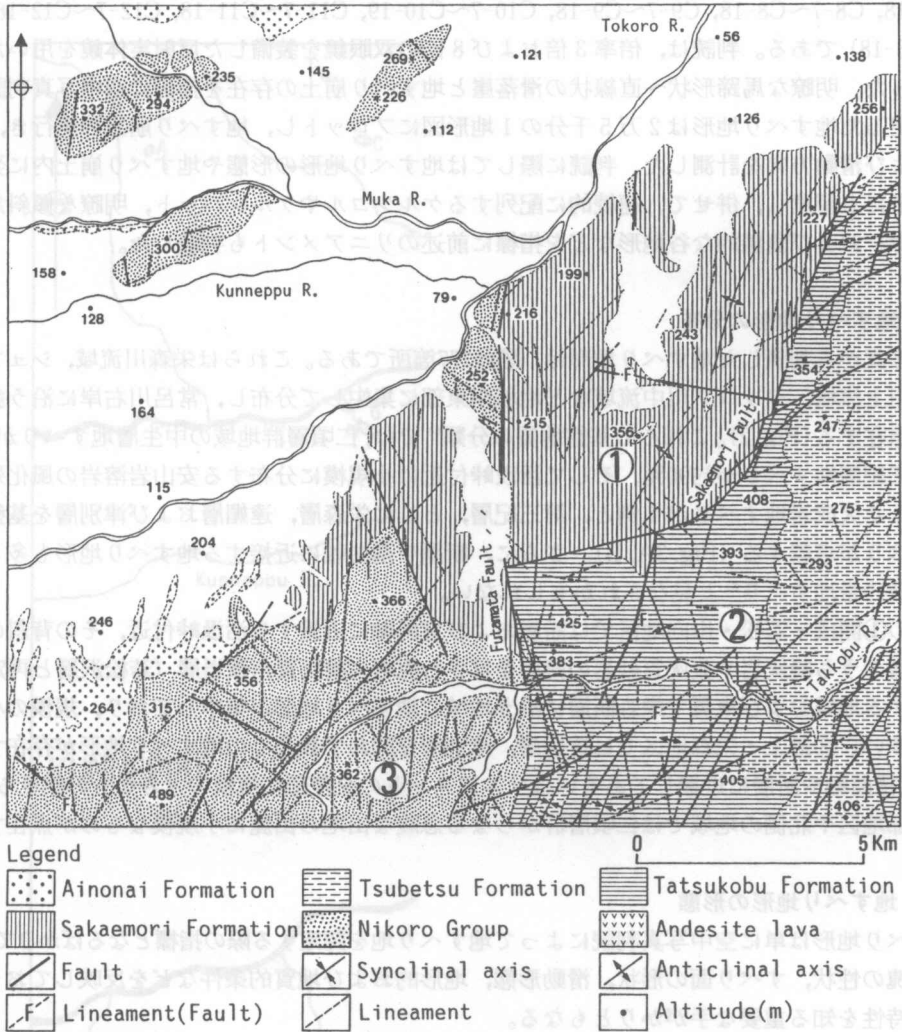


Fig. 1 Map showing geomorphology and geology (modified from Ishida and Sawamura, 1968) of the Kitami district.

①： Kaisei-Wakamatsu-Kawamukai area, ②： Mogami-Sakaemori area, ③： Southwestern area.

か火砕岩とチャートとの境界や火砕岩と溶岩・岩脈との境界など岩質の著しい違いを示すと思われる NNE-SSW 方向のリニアメントが多数判読される。

北側の丘陵地域は、凝灰質砂岩を主としシルト岩などをともなう相内層や第四系軽石堆積物・段丘堆積物からなる標高100~200mの丘陵・台地と仁頃層群からなる残丘状の標高250~300mの急峻な山地で構成される。

### 3. 地すべり地形の特徴

#### 3.1 空中写真判読

判読に使用した空中写真は、1971年撮影の標準縮尺2万分の1の空中写真 (HO-71-2X C7-

7~C7-18, C8-7~C8-18, C9-7~C9-18, C10-7~C10-19, C11-7~C11-18, C12-7~C12-18, C13-7~C13-18)である。判読は、倍率3倍および8倍の双眼鏡を装備した反射実体鏡を用いた立体視で行った。明瞭な馬蹄形状~直線状の滑落崖と地すべり崩土の存在を指標に空中写真判読によって認定した地すべり地形は2万5千分の1地形図にプロットし、地すべり崩土の奥行き、幅、面積および滑動方向を計測した。判読に際しては地すべり地形の形態や地すべり崩土内に発達する微地形にも留意し、併せて、連続的に配列するケルンコルやケルンバット、明瞭な傾斜急変部(遷緩線)および直線的な谷地形などを指標に前述のリニアメントも判読した。

### 3.2 地すべり地形の分布

空中写真から判読した地すべり地形は、総計277箇所である。これらは栄森川流域、シュブシュブナイ川上流域、タッコブ川中流域など地域南東部に集中して分布し、常呂川右岸に沿う斜面などにも点在する(Fig. 2)。これらの基盤地質の分類<sup>9)</sup>では、仁頃層群地域の中生層地すべりが約9.4%、第三紀層地すべりが約90%、そして活汲峠付近に小規模に分布する安山岩溶岩の風化残積土が滑動した火成岩地すべりが1例と、第三紀層、とくに栄森層、達媚層および津別層を基盤とする地すべりが卓越する(Fig. 3A, B)。さらに、断層や褶曲軸に近接する地すべり地形も多く、これらは破碎帯地すべり<sup>9)</sup>と見なされかもしれない。

前述の①開成・若松・川向地区では断層および背斜軸に近接する活汲峠付近、その背斜の西翼で栄森層のうち凝灰岩や凝灰質砂岩の薄層をはさむ泥岩・凝灰質角礫岩層(若松沢層と再定義<sup>4)</sup>)が分布する地域および東翼で栄森断層に沿う地域に地すべり地形が集中しており、規模の小さなものが多い。②最上・栄森地区では達媚層、津別層を問わず数多くの地すべり地形が存在する。とくに、褶曲軸や断層に近接してあるいはリニアメントの交差部に規模の大きなものが見られる。③南西部地区や北側の地域では仁頃層群からなる急峻な山地の山麓に小規模なものが点在する。

### 3.3 地すべり地形の形態

地すべり地形は単に空中写真判読によって地すべり地を認定する際の指標となるばかりでなく、滑動地塊の性状、すべり面の形状、滑動形態、地形的および地質的条件などを反映しており、地すべり特性を知る重要な手がかりともなる。

地すべり地形は、滑落崖の平面形・縦断形・比高・傾斜、地すべり崩土の平面形・斜面縦断形・存在状態、崩土内の小規模な凹凸地形、滑落崖直下の凹地(湿地・沼地)・溝状凹地・逆傾斜面、末端押し出しの状況、末端部を流下する河道状況や側部の谷地形の特徴などを指標とした判読と現地での観察結果とから7つの形態に区分され<sup>7)</sup>(Fig. 4)、地塊の滑動形態や性状および現況などをまとめると次のようである。

Aタイプ：岩屑(岩盤上の礫混じり粘土~粘土)スランプ。粘土化の著しい崩土は、15°以下の緩傾斜の斜面を形成しているが、より小規模のブロックに分かれての二次的なスランプ~フローが見られる場合も多く、滑動し易い状況にあると思われる。

Bタイプ：亀裂の多い岩や風化岩のスランプ。破碎・粘土化の著しい崩土表層部や末端部に小規模な二次すべり(Aタイプ)が見られたり、滑落崖の後方に亀裂や小規模な崖が存在することがあるため、崩土表層部や滑落崖後背斜面での挙動に留意する必要がある。

Cタイプ：すべり面深度の浅い岩屑スライド。崩土は傾斜25~35°の斜面を形成しており、Fタイプの滑動へと発達する可能性がある。

Dタイプ：層理面などに沿う岩スライド。末端部は圧縮亀裂の発達した著しい凸型斜面状の急斜

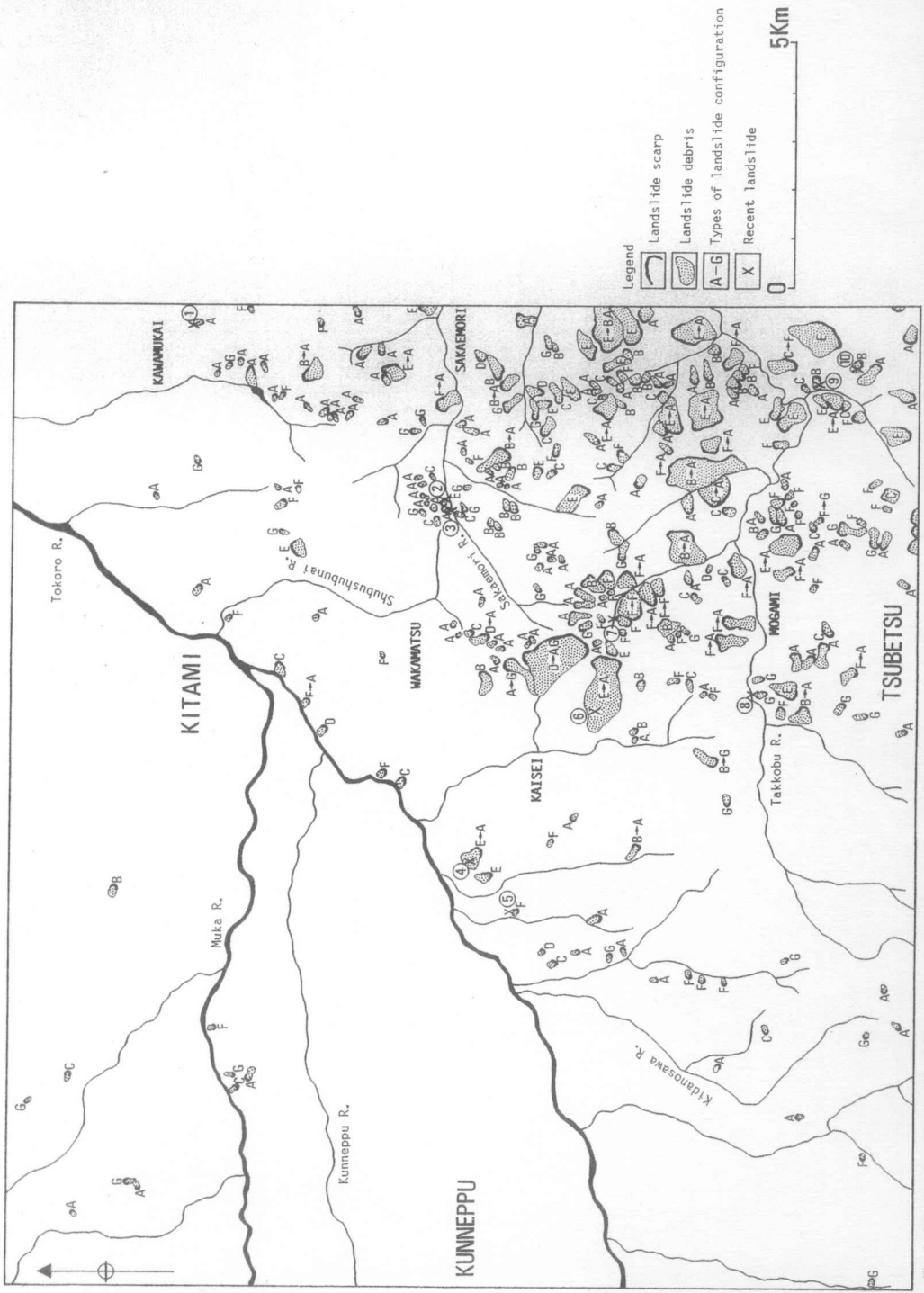


Fig. 2 Map showing distribution of landslide configurations and recent landslides in the Kitami district.



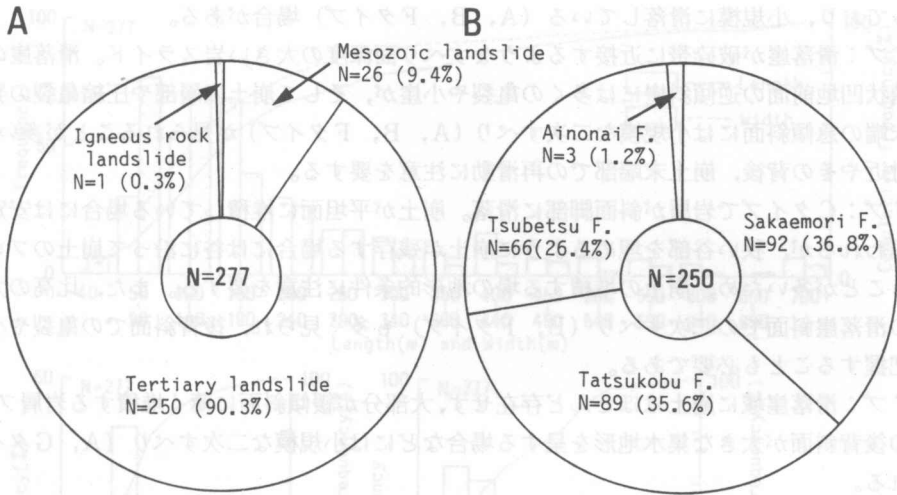


Fig. 3 Geological division for landslide configuration.

A: Geological division of landslide in the Kitami district

B: Geological division of Tertiary landslide.

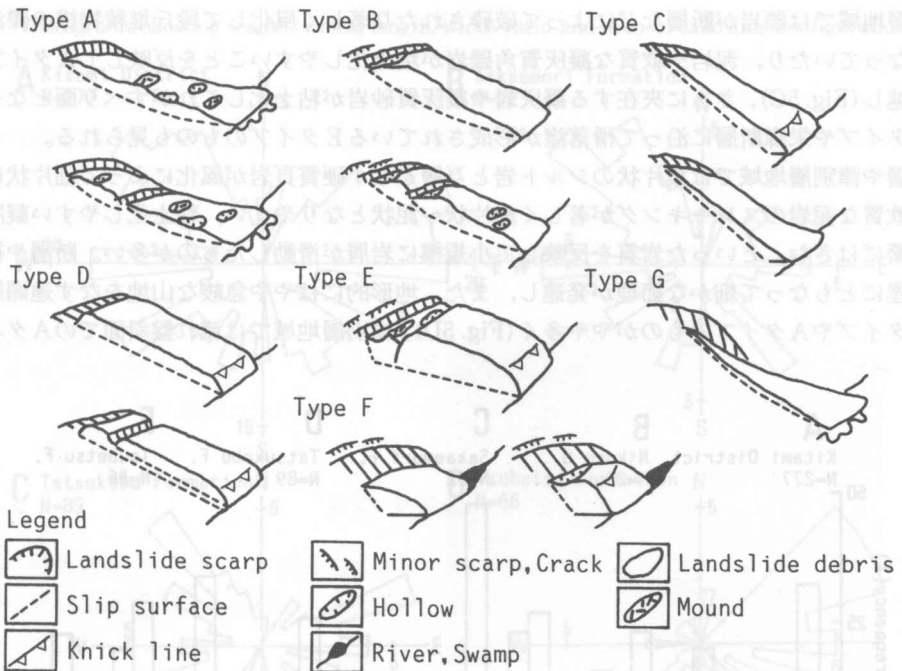


Fig. 4 Types of landslide configuration.

面となっており、小規模に滑落している（A, B, Fタイプ）場合がある。

Eタイプ：滑落崖が破砕帯に近接するようなすべり面深度の大きい岩スライド。滑落崖の後背斜面や溝状凹地前面の逆傾斜崖には多くの亀裂や小崖が、そして崩土表層部や圧縮亀裂の発達の著しい末端の急傾斜面には小規模な二次すべり（A, B, Fタイプ）が見られることが多いため、滑落崖付近やその背後、崩土末端部での再滑動に注意を要する。

Fタイプ：Cタイプで岩屑が斜面脚部に滑落。崩土が平坦面に堆積している場合には安定度は高いと思われるが、狭い谷部を埋めるように崩土が残存する場合には谷に沿って崩土のフローが見られることが多いため、崩土の堆積する場の地形的条件に注意を要する。また、比高の大きな急傾斜の滑落崖斜面での二次すべり（B, Fタイプ）も多く見られ、後背斜面での亀裂や小崖の存在を把握することも必要である。

Gタイプ：滑落崖域に崩土はほとんど存在せず、大部分が緩傾斜面に薄く堆積する岩屑フロー。滑落崖の後背斜面が大きな集水地形を呈する場合などには小規模な二次すべり（A, Gタイプ）が見られる。

地域内の地すべり地形は、Aタイプ32.3%、Bタイプ12.6%、Cタイプ10.4%、Dタイプ3.0%、Eタイプ10.0%、Fタイプ20.0%、そしてGタイプ11.5%であり、Aタイプの岩屑スランプやFタイプの岩屑スライドがやや多い（Fig. 5A）。

急峻な山地形を呈する仁頃層群地域では、断層によって破砕されたり崖錐状の厚い風化帯が形成されていることもあって、急傾斜斜面の脚部に見られるFタイプやCタイプのものや集水地形をなす小沢の最上流部などに点在するAタイプやGタイプのものが多い（Fig. 5B）。

栄森層地域では礫岩が断層などによって破砕されたり著しく風化して段丘堆積物様の礫混じり土層となっていたり、泥岩や軟質な凝灰質角礫岩が粘土化しやすいことを反映してAタイプのものが卓越し（Fig. 5C）、さらに夾在する凝灰岩や凝灰質砂岩が粘土化しこれがすべり面となったようなDタイプや栄森断層に沿って滑落崖が形成されているEタイプのものも見られる。

達姫層や津別層地域では葉片状のシルト岩と互層をなす硬質頁岩が風化によって細片状に剝離する、軟質な泥岩のスレーキングが著しく細片状～泥状となりやすい、粘土化しやすい凝灰岩薄層を頻繁にはさむ、といった岩質を反映して小規模に岩屑が滑動したものが多い。断層や褶曲構造の発達にともなって細かな節理が発達し、また、地形的にはやや急峻な山地をなす達姫層地域ではFタイプやAタイプのものがやや多く（Fig. 5D）、津別層地域では流れ盤斜面でのAタイプや

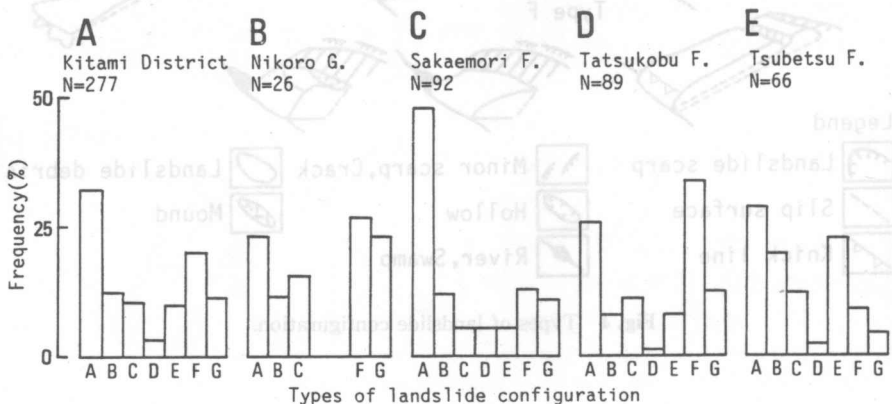


Fig. 5 Histograms showing types of landslide configuration.

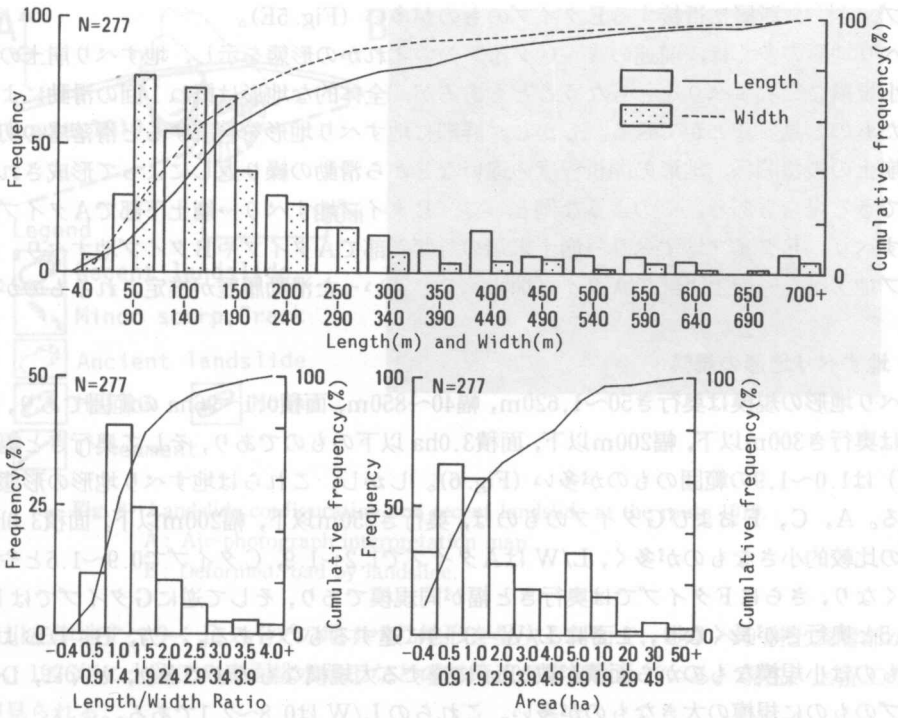


Fig. 6 Histograms showing length, width, length/width ratio and area of landslide configuration.

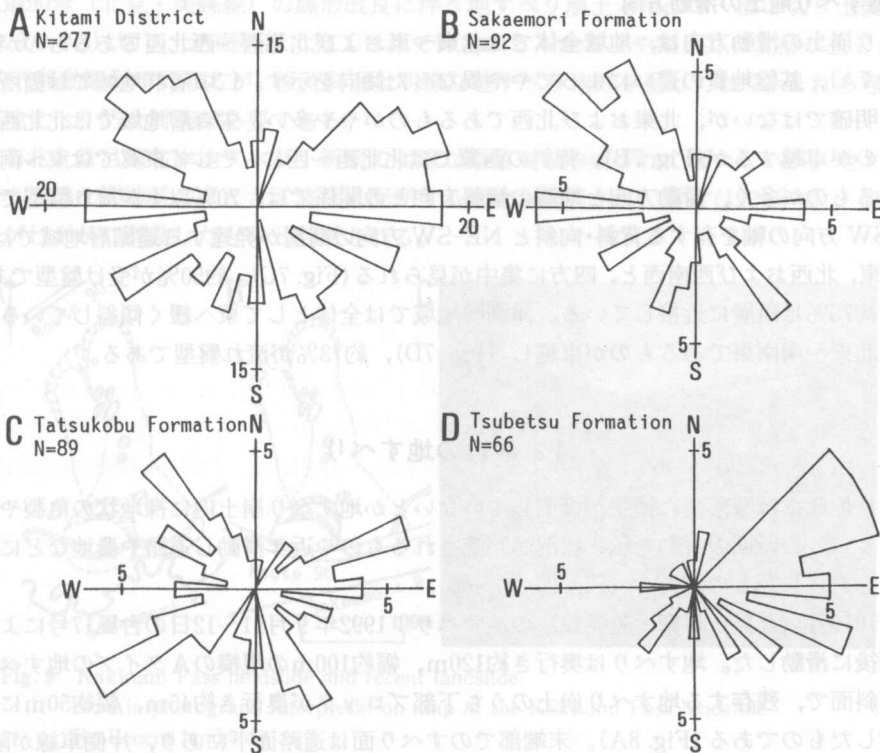


Fig. 7 Moving direction of landslide debris.



Bタイプ、さらに断層に近接するEタイプのものが多い (Fig. 5E)。

地すべり地形の多くは、前述のA～Gタイプのいずれかの形態を示し、地すべり崩土の末端や側部に小規模な二次すべりをともなうこともあるが、全体的な地形は概ね1回の滑動によって形成されたものと見ることができる。しかし、詳細に地すべり地形を判読すると滑落崖の切り合い関係、崩土の被覆関係、地形の開析程度の違いなどから滑動の繰り返しによって形成されたことが判読できる場合もある。そのような例として、Bタイプ地すべり→崩土下部でAタイプやGタイプ地すべり、Eタイプ地すべり→崩土末端の急傾斜部でAタイプやBタイプ地すべり、そしてFタイプ地すべり→崩土下部でAタイプ地すべり、といった滑動履歴が推定されるものがある。

### 3.4 地すべり地形の規模

地すべり地形の規模は奥行き50～1,620m、幅40～850m、面積0.1～96haの範囲であり、全体の約70%は奥行き300m以下、幅200m以下、面積3.0ha以下のものであり、そして奥行きと幅との比(L/W)は1.0～1.9の範囲のものが多い (Fig. 6)。しかし、これらは地すべり地形の形態によって異なる。A、C、FおよびGタイプのものは、奥行き250m以下、幅200m以下、面積3.0ha以下の規模の比較的小さなものが多く、L/WはAタイプで1.2～1.9、Cタイプで0.9～1.5とやや奥行きが短くなり、さらにFタイプでは奥行きと幅が同規模であり、そして逆にGタイプではL/W=1.5～2.5と奥行きが長くなり、ときにL/W=3～4に達するものもある。一方、B、DおよびEタイプのものは小規模なものから面積が数10haに達する大規模なものまであり、とくに、DおよびEタイプのものに規模の大きなものが多い。これらのL/Wは0.8～2.1である。

### 3.5 地すべり崩土の滑動方向

地すべり崩土の滑動方向は、地域全体では北東～東および北北西～西北西であるものが卓越するが (Fig. 7A)、基盤地質の違いによってやや異なった傾向を示す。仁頃層群地域では箇所数が少ないため明確ではないが、北東および北西であるものがやや多い。栄森層地域では北北西～北西であるものが卓越するが (Fig. 7B)、背斜の西翼では北北西～西に、そして東翼では東～南東に滑動しているものが多く、滑動方向と地層の傾斜方向との関係では、70%以上が流れ盤型である。NNE-SSW方向の軸を有する背斜・向斜とNE-SW方向の断層が発達する達層地域では、北北東、南南東、北西および西南西と、四方に集中が見られる (Fig. 7C)。約50%が受け盤型であるが、これらの約75%は断層に近接している。津別層地域では全体として東へ緩く傾斜していることを反映して北東～南南東であるものが卓越し (Fig. 7D)、約73%が流れ盤型である。

## 4. 最近の地すべり

地すべり地形には滑落崖に植生が復旧していないとか地すべり崩土内に裸地状の亀裂や小崖が見られるといった新期の滑動を示す状況が判読されるものや近年滑動し道路や農地などに直接的な被害をもたらしたものがある (Fig. 2, ①～⑩)。

①道道1019号 (北見・端野・美幌線) の地すべり：1992年9月11～12日の台風17号による記録的な豪雨後に滑動した。地すべりは奥行き約120m、幅約100mの規模のAタイプの地すべり地形を呈する斜面で、残存する地すべり崩土のうち下部ブロックが奥行き約45m、幅約50mにわたって再滑動したものである (Fig. 8A)。末端部でのすべり面は道路面下にあり、片側車線が隆起・変形した (Fig. 8B)。

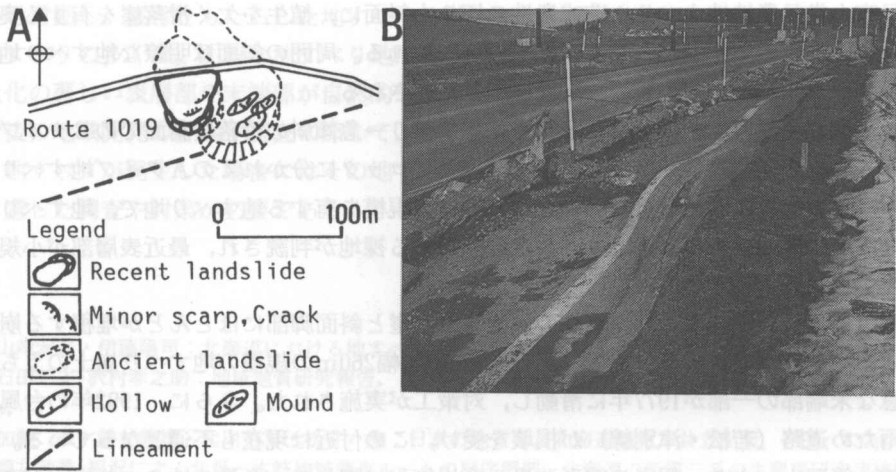


Fig. 8 Landslide configuration and recent landslide at the route 1019.

A: Air-photograph interpretation map

B: Deformed road by landslide.

②栄森川左岸地すべり：Eタイプの地すべり地形を呈する斜面で，地すべり崩土表層部が滑動したため，1976年に土留工や表面排水路工などの対策工が実施されている。現在，土留工の鋼柵に変形が見られる。

③活汲峠地すべり<sup>8)</sup>：数回の滑動によって形成された3つの移動ブロックの内，最下部のブロックが，道道90号（北見・美幌線）の線形改良に伴う地すべり崩土末端部の一部の切り土後に再滑動し(Fig. 9A, 9B)，切り土法面脚部に施工されていたふとんかご工や集水井に変形が生じた(Fig. 9C)。現在，移動観測中であるが，後背斜面は明瞭な地すべり地形を呈しており，これを考慮した恒久的な地すべり防止対策が必要である。

④北見市北上常呂川右岸地すべり：新期の明瞭な滑落崖は形成されてはいないが，地すべり崩土下部に小規模な裸地状の崖とさざ波状に配列する裸地が判読され，最近(1971年頃)，崩土下部の表層部がわずかに滑動したものと判断される。

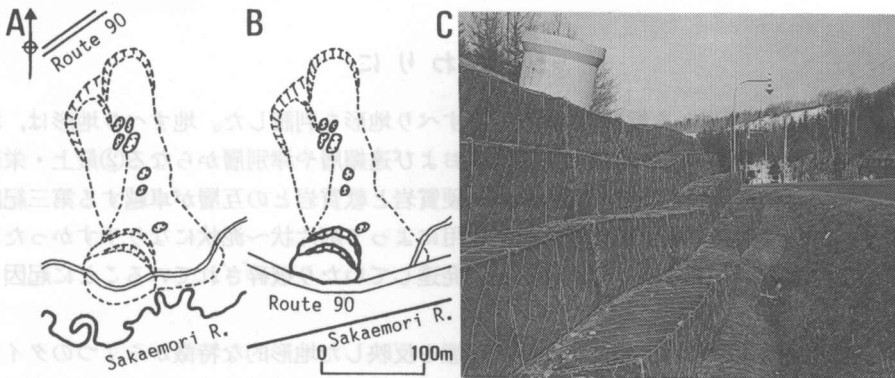


Fig. 9 Kakkumi Pass landslide and recent landslide.

A: Air-photograph interpretation map of the Kakkumi Pass landslide

B: Recent landslide

C: Deformed countermeasures by recent landslide. Legend is same as in Fig. 8

⑤北見市上常呂農地地すべり：造成農地の切り土斜面に、植生を欠く滑落崖を有する奥行き60m・幅50mの規模の地すべり（Fタイプ）が判読される。周囲の斜面は明瞭な地すべり地形を呈しておらず、人工法面での小規模な土砂滑動と判断される。

⑥北見市開成大規模地すべりⅡ：Eタイプ地すべり→急傾斜の滑落崖斜面でのBタイプ地すべり、地すべり崩土表層部や末端部での多くの移動ブロックに分かれてのAタイプ地すべりといった滑動履歴が推定される奥行き1,600m、幅750mの規模を有する地すべり地で、地すべり崩土末端部の3箇所裸地状の滑落崖とさざ波状に配列する裸地が判読され、最近表層部が小規模に滑動したものと判断される。

⑦津別町最上17番沢地すべり：比高の大きな滑落崖と斜面脚部にほとんどが堆積する崩土を特徴とする地すべり（Fタイプ）地で、奥行き220m・幅260mの規模の地すべり崩土のうち、やや傾斜の急な末端部の一部が1977年に滑動し、対策工が実施された。さらに、1992年の台風17号による豪雨ため道路（若松・津別線）が損壊を受け、この付近は現在も不通となっている。この道路の維持・管理上、また、将来の線形改良・高規格化に際して、多量の地すべり崩土が存在することや多くの地すべり地形が隣接して存在することを考慮する必要がある。

⑧津別町最上地すべり：1961年秋、道道北見・津別線の道路切り替え工事に伴う切り土によって、頁岩の角礫と褐色粘土の混合した碎屑物が押し出した<sup>9)</sup>。当該斜面は奥行き200m・幅80mの規模を有するGタイプの地すべり地形を呈し、崩土舌部はタッコブ川川岸に達している。1961年の地すべりは、この崩土上部の再滑動のようである。

⑨津別町ポンタッコブ川右岸地すべり：明瞭な地すべり地形（Bタイプ）を呈する斜面で、地すべり崩土中央部に植生のない滑落崖が判読され、崩土の下半部が最近滑動したものと判断される。1969年4月2日に3,000m<sup>3</sup>以上の土砂が滑動した地すべり<sup>10)</sup>と思われる。

⑩津別町双葉地すべり：集水地形をなす緩斜面に植生のない非常に新鮮な滑落崖を有する地すべり地形（Bタイプ）が判読され、最近滑動した地すべりと判断される。後背斜面や側方には地すべり地形は見られない。

初生地すべりと思われる⑤上常呂農地法面地すべりと⑩双葉地すべりを除く8例は、いずれも自然のおよび人為的誘因によって、明瞭な地すべり地形を呈する斜面に残存する崩土の一部、多くは末端部が再滑動した事例である。

## 5. おわりに

「北見」地域の空中写真から総計277箇所の地すべり地形を判読した。地すべり地形は、地域南東部の栄森層からなる①開成・若松・川向地区および達姫層や津別層からなる②最上・栄森地区など凝灰岩薄層をはさむ泥岩・凝灰質角礫岩や硬質岩と軟質岩との互層が卓越する第三紀層地域に集中する。これはこれら地質構成岩が風化作用によって細片状～泥状になりやすかったり、また、断層や褶曲構造にもなって細かな節理が発達していたり破碎されていることに起因しているよう。

地すべり地形は地すべり崩土の性状や滑動形態を反映した地形的な特徴から7つのタイプに区分される。地すべり地形が集中する地域南東部では、地すべり地形の多くは小規模な岩屑スランプ（Aタイプ）、岩屑スライド（C、Fタイプ）および岩屑フロー（Gタイプ）の形態を示し、これらは流れ盤型地すべりや断層・褶曲軸に近接する受け盤型地すべりである。また、断層やリニアメントに近接する大規模な岩スライド（D、Eタイプ）も見られる。

最近滑動し、被害をもたらした地すべりや植生を欠く滑落崖が見られるような最近の滑動を示す地すべりの多くは、明瞭な地すべり地形を呈する斜面で、残存する崩土の一部、とくに破碎・粘土化の著しい表層部や末端部が自然のおよび人為的誘因によって再滑動したものである。

今後の地域開発の計画や調査に際して、地すべり地形の存在に留意することが必要である。また、地すべりが発生した場合にはその地すべりの背後に存在する地すべり地形をも把握し、これを考慮した調査や対策が必要である。

### 参考文献

- 1) 山岸宏光・伊藤陽司：北海道における地すべり地形の分布からみた地質分帯，地すべり，（投稿中）。
- 2) 石田正夫・沢村孝之助：地域地質研究報告，5万分の1地質図幅「北見地域の地質」，地質調査所，1968，36 p。
- 3) 加藤 誠・勝井義雄・北川芳男・松井 愈：日本の地質1，北海道地方，共立出版，1990，337p。
- 4) 棚井敏雅・福沢仁之：北見一本岐地域調査ルート of 層序概要，北海道の新第三系の生層序研究連絡紙，No. 2，p.37-40（1981）。
- 5) 植村和彦・棚井敏雅：北見市南部の若松沢植物群とその地質時代，北海道の新第三系の生層序研究連絡紙，No. 2，p.44-48（1981）。
- 6) 藤原明敏：地すべり調査と解析—実例に基づく調査・解析法—，理工図書，1970，p.2-4。
- 7) 伊藤陽司：北海道の地すべり地形—分布・形態・変遷—，地すべり学会シンポジウム「地すべり地形に関する諸問題」論文集，p.9-18（1992）。
- 8) 伊藤陽司：北海道美幌町活汲峠地すべり地での地すべり崩土，土質工学会北海道支部技術報告集，第32号，p.175-180（1992）。
- 9) 小山内 照・鈴木 守・三谷勝利・高橋功二：北海道網走郡津別町の地質，北海道立地下資源調査所，1966，41p。
- 10) 津別町役場：新訂津別町史，1971，p.16。

### 1. はじめに

最近発生する地すべりの多くは，“地すべり地形”を呈する斜面（崩土の軟弱な表層部を粘土・粘土）を有する斜面で、自然のおよび人為的誘因によってその斜面に残存する地すべり崩土の一部あるいは全体が再滑動したり、その近接地で岩崩～土崩が滑動した事例である。したがって、地すべり災害を未然に防止する上で地すべり地形を把握し、これらの特性を知ることが重要である。

前報<sup>\*</sup>では北海道でも多数の地すべり地形が集中する地域である網走・北見・津別地域の中央部に位置する北見地域における地すべり地形の特徴、そしてこれらと最近発生した地すべりと

\* 1990年地すべり学会北海道支部研究発表会にて発表

\*\* 北見工業大学工学部土木建築工学科