

褶曲構造に規制された胆振東部地震による地震地すべりの分布

Distribution of Eastern Iburi Earthquake-induced landslides controlled by the fold system

ABSTRACT

川上源太郎*・奥水健一*・小安浩理*

KAWAKAMI Gentaro*, KOSHIMIZU Ken'ichi*

KOYASU Hiromichi*

受付: 2020 年 10 月 31 日

受理: 2021 年 1 月 8 日

* 地域地質部 地質防災グループ

Corresponding Author KAWAKAMI Gentaro

kawakami-gentaro@hro.or.jp

The relationships between the distribution of more than 8,000 landslides induced by 2018 Eastern Iburi Earthquake, the thickness (based on isopach) of volcanic ash fall layers, the basement geology, and the topography were analysed using GIS. The ratio of collapse source areas showed a correlation with the thickness distribution of volcanic ash fall layers, namely, the landslides widely occurred in the axial zones of Eniwa-a (19-21ka) and Tarumae-d (9ka) ash fall layers. On the other hand, the distribution density of collapse source areas showed a strong correlation with the fold structures of basement rocks. The high-density areas are distributed in the anticlinal and the dome structures excluding their center, while the low-density areas are located in the synclinal and the center of dome structures. This results the higher ratio of collapsed area in the lower part of the Karumai Formation that surrounds the dome structures, and the Fureoi Formation underlying the Karumai Formation shows the next highest value. Regarding the relationship with the thickness of volcanic ash fall layers, it is considered that the overlapped distribution of the axis of Eniwa-a and Tarumae-d layers with the dome structures resulted in the high ratio of collapse source area. Although most of the collapse occurred at the slope angles of 20 to 40 degrees on which the volcanic ash fall layers were stably existed, the most frequent class of angles is differs depending on the stratigraphic divisions. Especially, increasing of collapse rate at the steeper class of slope is clear in the upper part of the Karumai Formation, which is probably due to the slip and collapse of the basement rocks itself. It will be future challenges to examine the detailed relationship between the fold structures and the response of hillslope during the Eastern Iburi Earthquake.

Keywords: 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake, landslides, fold system, tephra, GIS

はじめに

2018 年北海道胆振東部地震 (以下, 胆振東部地震) では, 東西 25 km × 南北 36 km の範囲において 8,000 箇所もの地震地すべりが発生した (図 1)²⁴⁾. 移動土塊の多くは降下火山灰層 (以下, テフラ層) を主体とする斜面表層の土層で, 大部分が基盤岩との境界付近でスライドしている¹⁾. これほ

ど多くの地すべりが生じた地質素因の一つとして, 厚いテフラ層が 20° ~ 30° の比較的緩傾斜の斜面に存在したこと, またその風化が指摘されている^{1), 23)}. 中でも恵庭 a 降下火山灰 (19-21ka 降灰¹⁴⁾, 以下 En-a), および樽前 d 降下火山灰 (9ka 降灰¹⁸⁾, 以下 Ta-d) の分布主軸で, 地震地すべりが多発したことが指摘されている^{7), 9), 20), 23), 25)} (図 1).

一方で地震地すべりの分布には, テフラ層の主軸となる東

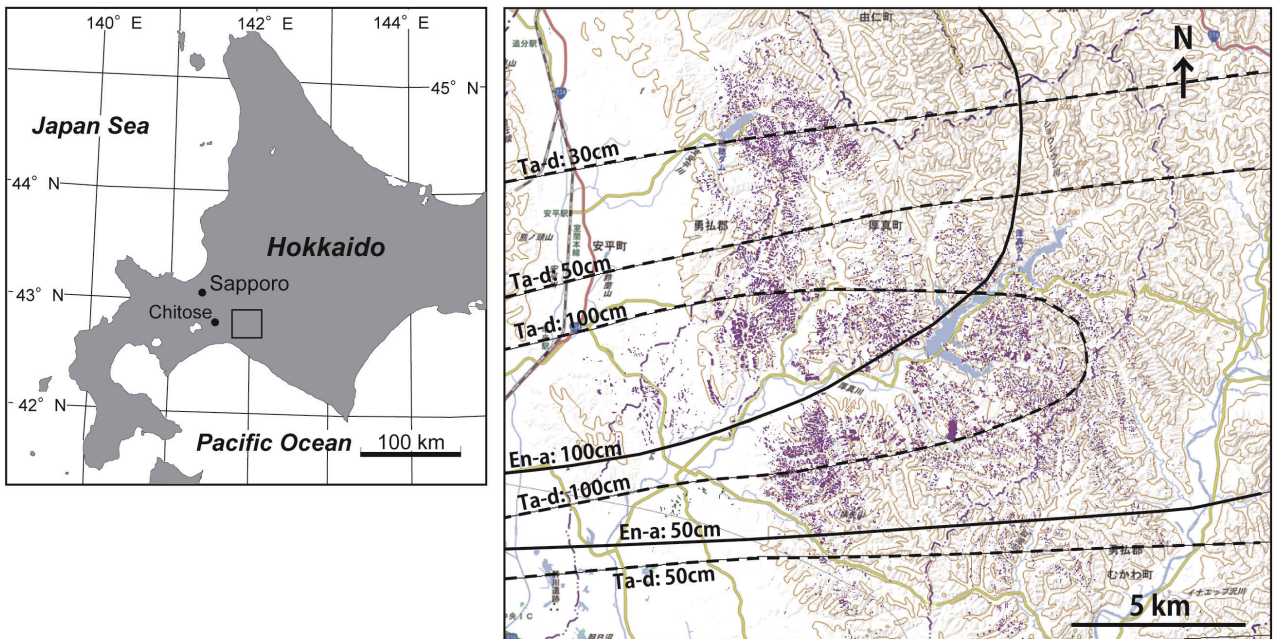


図1 2018年胆振東部地震による地震地すべり(崩壊源)の分布とEn-aおよびTa-dの等層厚線図^{2), 14)}との関係。実線がEn-a、破線がTa-dのもの。地震地すべりの分布データは、国土地理院が公表した斜面崩壊・堆積分布図⁴⁾を修正し、崩壊源のみを抽出したもの(詳細は本文を参照)。

Fig. 1 The distribution of landslides induced by the 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake (collapse source areas) and isopach of Eniwa-a (En-a) and Tarumae-d (Ta-d) ash fall layers^{2), 14)}. Solid lines: En-a, dashed lines: Ta-d. The distribution of landslides is based and modified from the "Trace Map of slope failure and its deposit by 2018 Hokkaido Iburi Tobu Earthquake"⁴⁾. See text for details.

西方向において系統的な粗密が認められ、むしろ南北方向に伸びる基盤地質の分布、あるいはそれを反映した地形特性に規制されている可能性も推定されている^{24), 25)}。またEn-aおよびTa-d火山灰の主軸から南に外れた厚真川以南の地域では、テフラ層を主体とする土層のすべり(以下テフラ層すべり²¹⁾と表記)と共に多くの岩盤すべりが発生しており^{10), 11)}、胆振東部地震による地震地すべりの分布が、テフラ層以外の要因によっても規制されている可能性が示唆される。例えば中村ほか(2020)¹⁹⁾は、岩盤すべりの分布が基盤の岩相や褶曲構造に規制されて発生している可能性を指摘している。

このように胆振東部地震により生じた地震地すべりの素因としては、厚いテフラ層の存在と基盤地質や地質・地形特性などの複合的な要因が関わっていると推定される。そこで著者らは、地震地すべり発生斜面における地形・地質条件を広域、かつ既存研究よりも詳細に解析するため、地質図ならびに地震地すべりの分布図を高精度化して(図2)GIS解析を行った。本報告では現時点までの解析結果を提示する。なおGIS解析は奥水と川上が、現地での確認調査は川上と小安が実施し、川上が取りまとめを担当した。

地形・地質の概略

胆振東部地震により地震地すべりが多発したのは、安平町追分東方～厚真町市街、および厚真町の東部～むかわ町穂別豊田・仁和にかけての丘陵地である(図1, 2)。さらに南の

むかわ町旭岡周辺や春日周辺の丘陵地でも、狭い範囲に地震地すべりが集中して発生している。これらの丘陵地は標高40～500mで、尾根・谷地形がしばしば樹枝状に密に発達しており、谷壁斜面の比高は数10mから80m程度である。地震地すべりの発生域は、谷頭斜面や浅い谷型の上部谷壁斜面から下部谷壁斜面に位置するものが多いが、尾根型の斜面でも認められる^{6), 9), 12), 20)}。

地震地すべり発生地域の基盤地質は主に新第三系中新統で、下位より中部中新統のトニカ層(東部の穂別地域では、滝の上層)、振老層(同、川端層)、上部中新統の軽舞層、および萌別層(北西部の追分地域では、由仁層)に区分されている³⁾(図2)。1/5万地質図幅「早来」¹⁷⁾地域のトニカ層は硬質頁岩および安山岩質凝灰角礫岩からなるが、東隣の1/5万地質図幅「穂別」²²⁾地域に分布する滝の上層は、塊状暗灰色の泥質岩を主体とする。振老層(川端層)はトニカ層(滝の上層)から整合漸移し、砂岩泥岩互層を主体とする下部(F1)、および砂岩泥岩互層に厚層理の砂岩や礫岩が伴われる上部(F2)に区分される。軽舞層は振老層を整合に覆い、早来地域ではK1～K3の3部層に区分される。このうちK1, K3部層は硬質頁岩(層理が発達するシルト岩)を主体としており、K2部層は砂岩泥岩互層からなる。一方、穂別地域の仁和付近には、これら3部層の上位にあたる部層として砂岩、礫岩からなる礫岩相が分布するが、地震地すべりが認められないため解析対象から除外しており、図2に

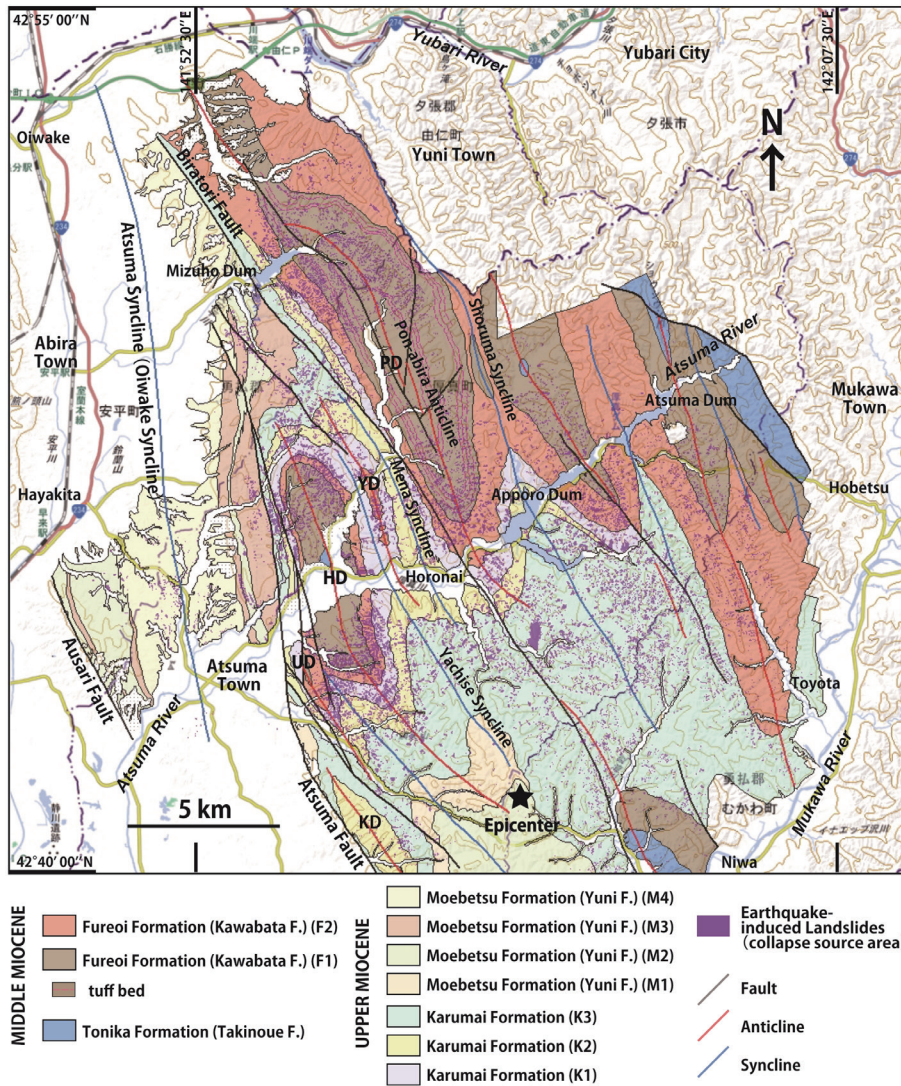


図2 解析域における地震地すべり（崩壊源）の分布と基盤地質。地質図は既刊の1/5万地質図幅(16), (17), (22)を編纂。塗色域がGISによる解析範囲に対応する。PD: 本安平ドーム(仮称), YD: ヤチセドーム, HD: 頗美宇ドーム, UD: 宇久留ドーム, KD: 軽舞ドーム。

Fig. 2 Distribution of earthquake-induced landslides (collapse source areas) and basement geology in the analysed area. The geologic map is compiled from published 1/50,000 geologic maps^{(16), (17), (22)}. Painted area is the analysed area using GIS. PD: Pon-abira Dome, YD: Yachise Dome, HD: Habiu Dome, UD: Ukuu Dome, and KD: Karumai Dome.

も示していない。萌別層は早来地域でM1～M4の4つの部層に区分され、M1部層およびM4部層がシルト岩主体、M2部層が砂岩シルト岩互層、M3部層が礫岩・砂岩からなる粗粒な地層である。萌別層は軽舞層を整合に覆う。

これらの新第三系基盤岩は北北西-南南東の走向を示し、大局的には東から西へ順次上位の地層が露出するが、被災地域では逆断層と断層関連褶曲により^{8), 13)} 振老層～軽舞層が繰り返し地表に露出している。また褶曲軸は南方へプランジしており、厚真川以北で振老層、以南で軽舞層の露出が広い。平取断層と厚真断層の間では、背斜構造が南北両側へプランジしてドーム構造をつくる。ドーム構造は4列あってミ型に雁行配列しており、東側からヤチセドーム(図2のYD)、頗美宇ドーム(同HD)、宇久留ドーム(同UD)、軽舞ドーム(同KD)とよばれる。さらに平取断層のすぐ東側を並走する本安平背斜も、瑞穂ダム付近を北端とし、厚幌ダム付近を南端とするドーム構造をつくっていると考えられ、本報告ではこれを本安平ドーム(仮称、図2のPD)とよぶこととし、計5列のドーム構造を認定して議論に用いる。

基盤岩は、テフラ層とそれらの再移動堆積物に直接覆われる場合と、古い段丘堆積物や基盤岩を起源とする円礫および角礫が混じる灰色粘土に薄く覆われ、その上位をテフラ層が覆っている場合とがある。厚真断層の西側にひろがる低起伏で標高の低い丘陵地(萌別層分布域)では、地震地すべりの崩壊源側崖などにEn-aより古い支笏第1降下火山灰(46ka降灰¹⁸⁾、以下Spfa-1)やより古い降灰年代のテフラが認められることもあるが、萌別層より下位の地層が主に分布する厚真断層東側の丘陵地ではSpfa-1が薄いか、あるいはそれを欠いてEn-aやTa-dに覆われている場合がほとんどである。

解析データと解析手法

解析データ

地震地すべり分布データ: 地震地すべりの分布データは、国土地理院が公表した斜面崩壊・堆積分布図⁴⁾をベースとして、災害直後の航空レーザー測量データ取得時に撮影されたオルソ画像(北海道胆振総合振興局林務課提供)を用いて修正作業を行い、崩壊源と堆積域・移送域の2つに区分



図3 地震地すべり分布データの一部（厚真町東和南方，縦750m×横1kmの範囲を抽出）。紫は崩壊源，薄青色は移送・堆積域。

Fig. 3 Part of analysed data of landslide distributions in south of Towa, Atsuma Town. (the short side is 750 m and the long side is 1 km long). Purple: collapse sourced areas, light blue: trans-accumulation areas.

してそれぞれのポリゴンを作成した（図3）。修正作業は，ArcGIS10.7.1の縮尺1/300を最高解像度として行った。移送域と崩壊源の厳密な区別は困難であるが，明らかな谷地形や，崩壊斜面の下部がボトルネック状に狭まって谷型斜面に移行するものは，谷型斜面の谷底部を移送域と判断して崩壊源に含めなかった。また今回の地震地すべりでは，主要な土塊が斜面にとどまって崩壊源を覆うものは少ないが，そのように判断される場合は堆積域とした。発生した地震地すべりはテフラ層すべりと岩盤すべり，あるいは両者が同一斜面で発生しているケースが含まれると考えられるが^{10),11)}，本報告ではそれらを区別していない。崩壊源の輪郭を決める際に，植生の影となる部分は地すべりの範囲外とした。

地質データ：テフラ層（En-aおよびTa-d）の分布は町田・新井（2003）¹⁴⁾，および古川・中川（2010）²⁾をそれぞれ用いた（図1）。地質は1/5万地質図幅「早来」¹⁷⁾の層序区分を基準として，北隣の1/5万地質図幅「追分」¹⁶⁾，東隣の「穂別」²²⁾と連続するようコンパイルして用いた（図2）。

地形データ：国土地理院が公開している10m DEMを使用した。

解析範囲：解析対象とした範囲は，次のとおりである（図2）。北縁は夕張川以南とし，地震地すべりがほとんど発生していない夕張市および由仁町の範囲は除いた。西縁は，安平町早来市街以北では厚真向斜（追分向斜）の向斜軸以東，早来市街南東の丘陵はアウサリ断層の南方延長部（断層名は北海道（2001）⁸⁾による）より東側，厚真市街付近から南方では厚真断層より東側とした。南限は1/5万地形図「早来」および「穂別」の図画までとし，東限は一級河川である鷗川とした。以上の範囲内で，新第三系が分布する丘陵地のうち

災害直後の空中写真が入手可能なエリアを解析対象とし，段丘や沖積面などの低地部は解析対象から除いた。また既述のように，1/5万地質図幅「穂別」における軽舞層上部の礫岩相は分布範囲が狭く，地震地すべりの発生も確認されていないので，解析対象から除外している。解析範囲の総面積は337km²である。

解析手法

以上のデータを用いて，ArcGISにより次の解析を行った。

テフラ層の厚さと崩壊面積率：En-aおよびTa-dのアイソパックに基づく厚さ分布ごとの面積（低地部を除く）と，それぞれに含まれる崩壊源の面積を算出し，各エリアの崩壊面積率として求めた。なおテフラ層は，降灰後の移動・浸食によりアイソパックに示された厚さで一様に分布する訳ではないことを前提とした上で，解析に用いている。

基盤地質と崩壊面積率：地層区分ごとの分布面積と，それぞれに含まれる崩壊源の面積を算出し，地層区分ごとの崩壊面積率を求めた。

傾斜頻度分布：地震地すべり発生前の地形データ（10mDEM）を用いて傾斜量図を作成し，地層区分ごとに傾斜頻度分布を求めた。階級は5°刻みで50°までの10階級と，50°以上の階級の合わせて11階級とした。また崩壊源ポリゴンを含むセルの傾斜量を算出し，崩壊源の傾斜頻度分布を地層区分ごとに求めた。

崩壊発生率：傾斜階級ごとに崩壊源ポリゴンが占める割合を，各傾斜階級の崩壊発生率として地層区分ごとに求めた。

崩壊密度：解析範囲を500mグリッドで区切り，各グリッドに含まれる崩壊源ポリゴンの面積の割合を崩壊密度として算出した。

解析結果

テフラ層の厚さと崩壊面積率

図4に，解析範囲におけるEn-aおよびTa-dの厚さ区分ごとの分布面積（図4A）と，各エリアでの崩壊面積率（図4B）を示す。崩壊面積はEn-aの厚さが50～100cmのエリアが最大で14.4km²，同100cm以上のエリアが13.9km²でほぼ並ぶ。一方，Ta-dでは，厚さが100cm以上のエリアが最大の崩壊面積で12.8km²，同50～100cmのエリアで10.4km²と算定された（図4A）。次に崩壊面積率をみると，En-aの厚さが50～100cmのエリアと100cm以上のエリアではどちらも10%程度で大きな差は無いが，前者の方が若干高い値を示した。一方，50cm以下のエリアでは3.0%と低い。Ta-dでは，厚さが100cm以上のエリアで崩壊面積率が14.3%と突出し，100cm以下のエリアで7.7%，30～50cmのエリアで5.6%と，厚さの減少と共に低下する傾向が認められた。ただし，厚さ30cm以下のエリアは崩壊面積率が6.9%で，30～50cmのエリアよりも高い。

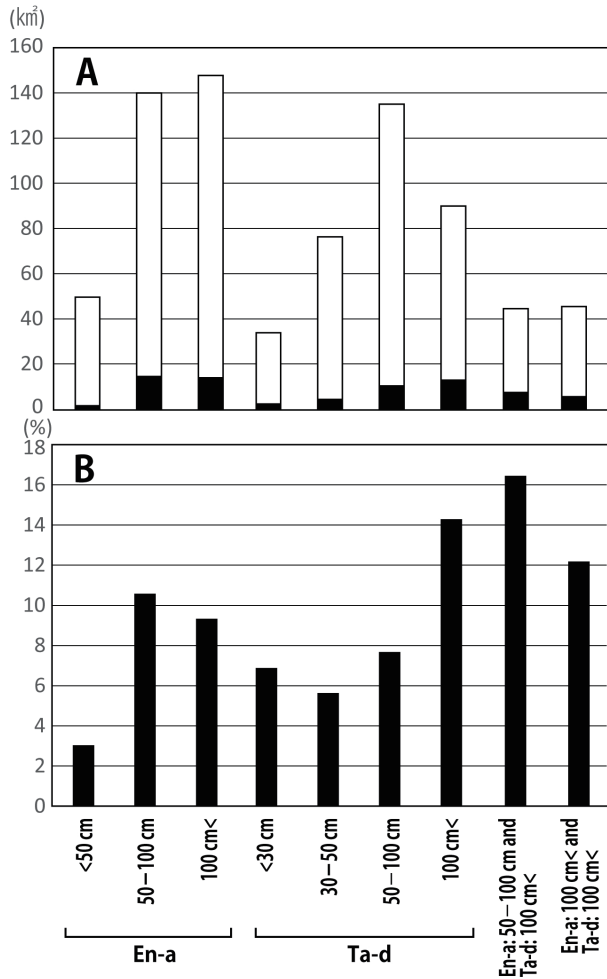


図4 (A) En-a および Ta-d の厚さ区分ごとの分布面積 (白色部分は非崩壊域, 黒色部分は崩壊域) と, (B) それぞれのエリアで崩壊源が占める面積の割合 (崩壊面積率).

Fig.4 (A) Distribution area of En-a and Ta-d ash fall layers classified by their thicknesses (white: uncollapse area, black: collapse source area). (B) The ratio of collapse source area in each class of thickness.

次に En-a, Ta-d それぞれにおいて高い崩壊面積率が示されたエリアを組み合わせ, Ta-d の厚さが 100cm 以上かつ En-a の厚さが 50 ~ 100cm のエリア, および Ta-d, En-a の厚さがともに 100cm 以上のエリアにおいてそれぞれの崩壊面積率を求めると, 前者が 16.5%, 後者が 12.2% であった. 以上から, Ta-d の厚さが 100cm 以上かつ En-a の厚さが 50 ~ 100cm のエリアが最大の崩壊面積率となり, 地理的には厚真川中流域の南縁 (厚真町東和 ~ 幌内) に相当する (図 1).

基盤地質と崩壊面積率

部層単位まで細分した 10 の層序区分について, それぞれの地表分布エリアごとに求めた崩壊面積率を図 5 に示す. 図から明らかなように, 地震地すべり発生域の大部分は振老層と軽舞層の分布域に相当し, 中部中新統のトニカ層および上部中新統の萌別層分布域と大きな差がある. 崩壊面積率で見ると, 最も高い値を示したのは軽舞層の K1 部層で 19% に

達し, 同層の K2 部層が 13% で続いた. また軽舞層の K3 部層と振老層の F1, F2 両部層は 9 ~ 10% で同程度であった. 一方, 萌別層は M3 部層のみ 4.6% と若干高い崩壊面積率を示すが, その他は M1 部層が 0.9%, M2 部層が 1.6%, M4 部層が 1.8% で, いずれも低い値であった. 中新統の最下部層であるトニカ層 (滝の上層) の崩壊面積率はわずか 0.2% であった.

地層区分ごとの傾斜頻度分布と崩壊発生率

各地層の分布域における傾斜頻度分布, 崩壊源の傾斜頻度分布, および各傾斜階級ごとの崩壊発生率を確認した (図 6). 図には, 全解析域 (図中の ALL) の結果も合わせて示している.

全解析域 (ALL) の傾斜頻度分布は 30° の階級にピーク (15.7%) を持ち (灰色のヒストグラム), 緩傾斜側に尾を引くプロファイルを示す. そのうち崩壊源のみの傾斜分布 (黒色のヒストグラム) を見ると, 傾斜 30° の階級をピーク (21.6%) とする正規分布に近いプロファイルとなる. 崩壊発生率 (折れ線グラフ) では傾斜 35° の階級で最大 (12.7%) で, その急傾斜側では 45° の階級まで漸減するものの, 傾斜 50° および 55° 以上の階級で再び上昇する.

次に地層区分ごとに細かく見ると, トニカ層 ~ 萌別層の M1 部層までの傾斜頻度分布 (灰色のヒストグラム) は似たようなプロファイルを示し, 30° の階級付近にピークを持つ. しかし萌別層の M2 部層以上では緩傾斜域の割合が増え, 特に M4 部層は傾斜 5° 以下の階級が 30% 以上を占めて最も頻度が高い. 一方, 崩壊源の傾斜頻度分布 (黒色のヒストグラム) では, トニカ層から萌別層の M3 部層までが 30° の階級かその前後でピークを示すものの, M4 部層のみ傾斜 15° の階級でピークを示し, 唯一崩壊源においても緩傾斜の斜面が占める割合が高い.

各層の傾斜階級ごとの崩壊発生率のプロファイル (折れ線グラフ) を見ると, 傾向が明瞭でないトニカ層 (滝の上層) を除いて 3 つのパターンに分けられる. 1 つ目は単一のピークをもつ山型のプロファイルを示す地層で, 軽舞層の K1 部層 (ピークは傾斜 30° の階級), K2 部層 (同 35°), 萌別層 M3 部層 (同 40°), M4 部層 (同 25°) である. 2 つ目は, 山型に近いプロファイルであるがピークの階級より急傾斜側で崩壊発生率があまり下がらず, 傾斜 50° の階級付近から再び上昇する地層で, 振老層の F1, F2 両部層および萌別層の M2 部層があげられる. 3 つ目は, それらとは大きく異なり傾斜の増加と共に崩壊発生率が右肩上がりで見上昇するプロファイルを示す地層で, 軽舞層 K3 部層と萌別層の M1 部層が該当する.

崩壊密度

崩壊面積率は解析範囲の設定に影響されることから, 500m グリッドごとに崩壊源が占める面積率を崩壊密度として崩壊密度分布を描いた (図 7). 図では密度が 5% 以上の

A		Stratigraphic Unit	Lithology	Outcrop area (km ²)	Collapse source area (km ²)	Area ratio (%)
Upper Miocene		Moebetsu F. (M4)	Sandy siltstone	19.27	0.35	1.8
		Moebetsu F. (M3)	Conglomerate, sandstone, interbedded sandstone—mudstone	13.06	0.59	4.6
		Moebetsu F. (M2)	Interbedded sandstone and mudstone	19.34	0.31	1.6
		Moebetsu F. (M1)	Bedded siltstone and mudstone	7.12	0.07	0.9
		Karumai F. (K3)	Bedded siltstone and mudstone ("hard shale")	95.38	9.11	9.6
		Karumai F. (K2)	Interbedded sandstone and mudstone	21.01	2.73	13.0
		Karumai F. (K1)	Bedded siltstone and mudstone ("hard shale")	17.27	3.27	19.0
Middle Miocene		Fureoi F. (F2)	Conglomerate, sandstone, interbedded sandstone—mudstone	66.66	5.83	8.7
		Fureoi F. (F1)	Interbedded sandstone and mudstone	70.34	7.13	10.1
		Tonika F.	Mudstone (and Tuff)	10.41	0.02	0.2

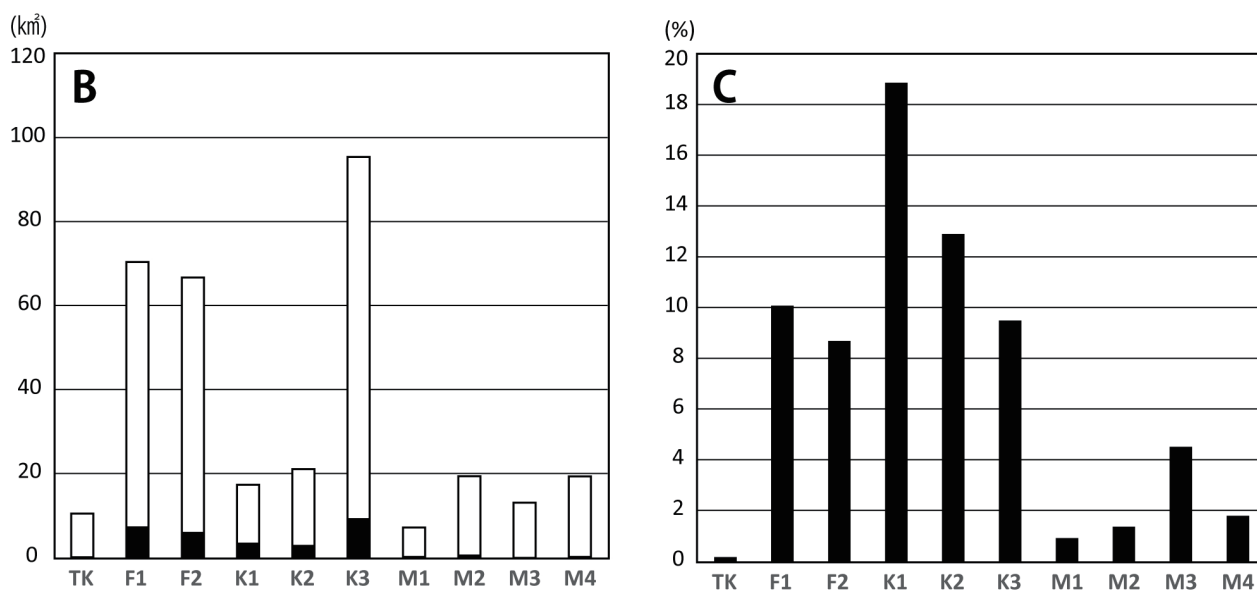


図5 (A) 基盤地質の地層区分と岩相, 分布面積および崩壊面積率. (B) 地層区分ごとの分布面積のヒストグラム (白色部分は非崩壊域, 黒色部分は崩壊域). (C) 地層区分ごとの崩壊面積率のヒストグラム.

Fig. 5 (A) Stratigraphic units of basement rocks, lithology, outcrop area (km²), collapse source area (km²), and ratio of collapse source area in the analysed area. (B) Histogram of outcrop area of each stratigraphic unit (white: uncollapse area, black: collapse source area). (C) Histogram of ratio of collapse source area of each stratigraphic unit.

グリッドに着色している。個々のグリッドのうち、最大値は64%となった(頗美宇ドームの北西翼に位置)。図から明らかのように、崩壊密度が高い場所は背斜構造と重なっており、とくに背斜構造がプランジして不明瞭となる末端付近で高い傾向が見える。典型的なのは本安平、ヤチセ、頗美宇、宇久留の各ドームで、ドーム構造の頂部(中心部)を取り巻くように高密度域が分布する。反対にドーム構造の中心部で

は崩壊密度が著しく低いのが特徴的である。一方、厚真市街のすぐ北では、厚真向斜の向斜軸付近で崩壊密度がやや高いエリアが認められ、背斜構造の場所で崩壊密度が高いという全体の傾向とは異なる。なお今回の解析範囲からは外れるが、厚真川をはさんで南方へ2.4km離れた厚真町美里^{みさと}付近でも、厚真向斜の軸部付近に地震地すべりの分布密度が高いエリアが認められる。

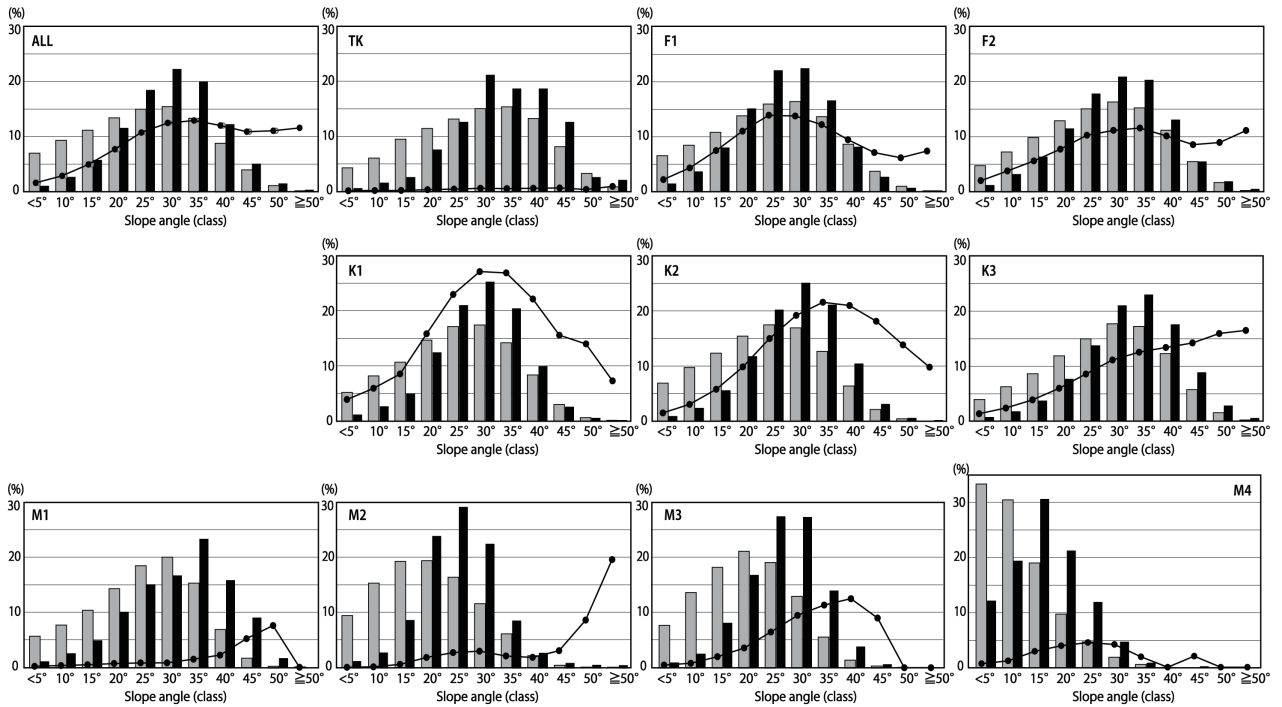


図6 地層区分ごとの傾斜分布ヒストグラム (灰色部分は全分布域, 黒色部分は崩壊域), および傾斜区分ごとの崩壊発生率 (折れ線グラフ). ALL: 全解析域, TK: トニカ層

Fig. 6 Frequency distribution of slope angles (degrees) in the outcrop area of each stratigraphic unit (gray histogram: entire outcrop area, black: collapse source area) and ratio of collapse source area in each class of slope angles (line graph).

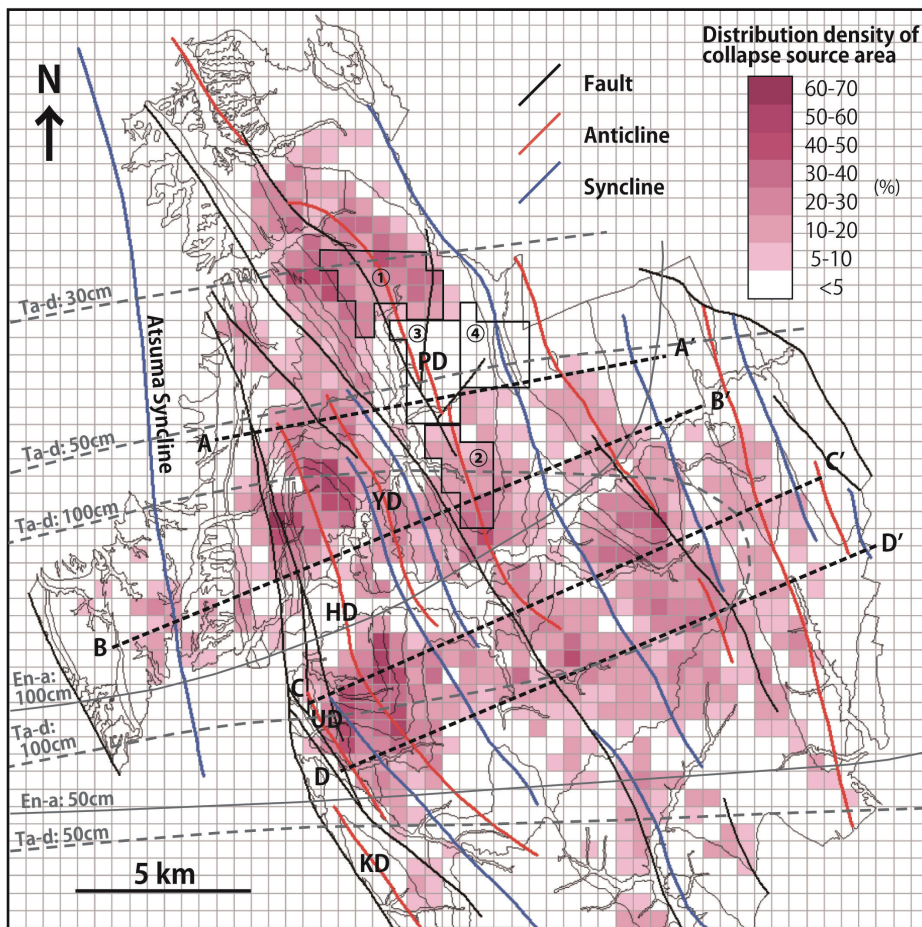


図7 崩壊源の密度分布 (500m グリッドごとに崩壊源の面積が占める割合). 破線 A-A' ~ D-D' は図8に示した崩壊密度断面の測線, 実線で囲った①~④のエリアは図9に示した傾斜分布の計算範囲. PD: 本安平ドーム, YD: ヤチセドーム, HD: 頗美宇ドーム, UD: 宇久留ドーム, KD: 軽舞ドーム

Fig. 7 Distribution density of collapse source area (calculated with a 500 m grid). Four dashed lines are cross sections for Fig. 8, and four areas with circled number are analysed areas of slope angles in Fig. 9. PD: Pon-abira Dome, YD: Yachise Dome, HD: Habiu Dome, UD: Ukuru Dome, and KD: Karumai Dome.

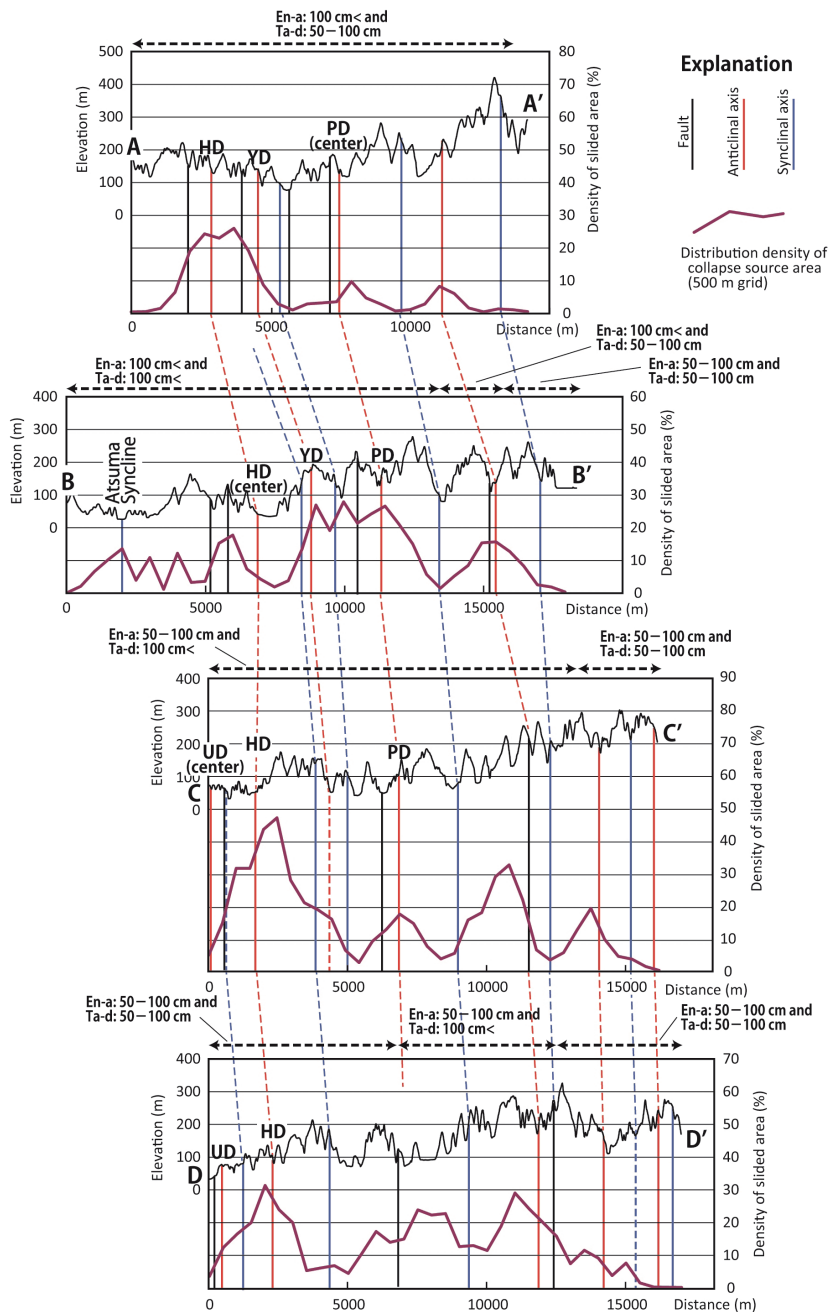


図8 東西断面における崩壊密度のプロファイルと地質構造との関係（測線の位置は図7を参照）。

Fig. 8 East-west profiles of distribution density of collapse source area (see Fig. 7 for the location of section).

地質構造と地震地すべりとの関係を確認するため、地質の伸びに直交する図7の4本の測線に沿った崩壊密度のプロファイルを図8に示す。4本の測線のうちC-C'は、テフラ層の厚さ分布との関係で崩壊面積率が最も高かったEn-aの厚さが50～100cmかつTa-dが100cm以上のエリアを、また測線B-B'は2番目に崩壊面積率が高かったEn-a, Ta-dの厚さが共に100cm以上のエリアにおおよそ対応する。

図から崩壊密度は背斜軸部もしくは翼部で高く、向斜軸およびドーム構造の中心部では低い傾向が明らかである。ただし解析域の東縁部では、背斜軸部においても崩壊密度は低い。また例外的に、厚真向斜の軸部では崩壊密度が高くなっていることも読み取れる。

崩壊密度の粗密と斜面傾斜の関係を確認するため、図7に

示した①～④のエリア（いずれも面積5km²程度）内の傾斜頻度分布を算出した（図9）。①、②が本安平ドームの北側および南側のエリアで崩壊密度が高い場所、③はドーム中心部、④はショルマ向斜の軸部で、崩壊密度が低い場所に相当する。なお①～④のエリアはいずれも振老層F1部層の分布域で、若干F2部層の分布域を含む。またテフラ層のアイソパックとの関係では、全てのエリアでEn-aが100cmより厚く、①はTa-dの厚さが30～50cm、②はTa-dが100cm<と50～100cmの分布域にまたがる。また③、④はTa-dの厚さが30～50cmおよび50～100cmの分布域にまたがっている（図7）。図9のヒストグラムから、①、②と③、④のエリア間には崩壊密度に著しく大きな差があるにも関わらず、傾斜頻度分布には大きな差がないことがわかる。

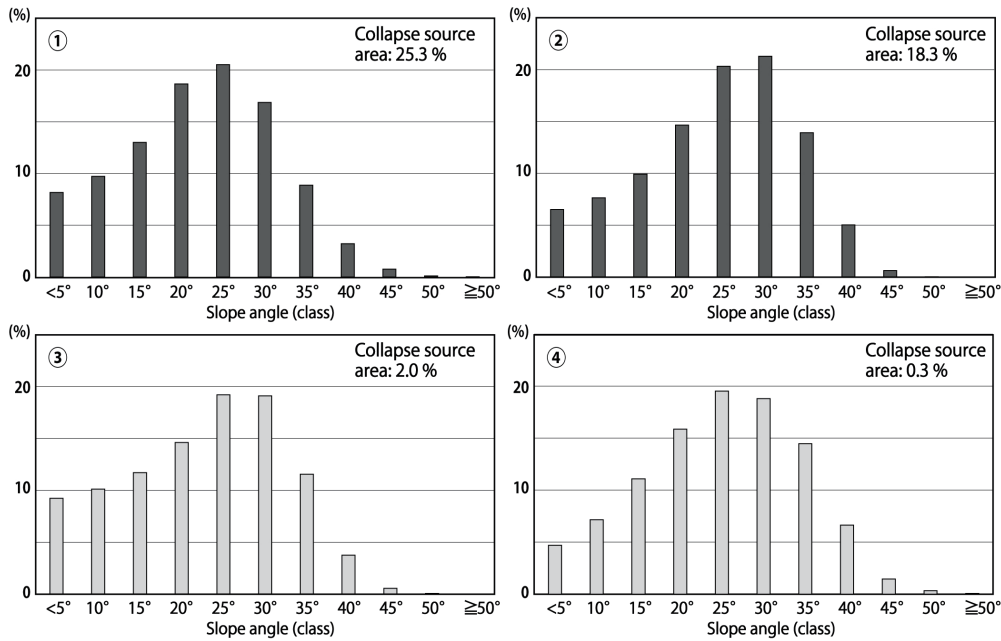


図9 本安平ドームと周辺の振老層 F1 部層分布域における、4つのエリアの傾斜頻度分布。①はドーム北側（エリア内の崩壊密度は 25.3%）、②はドーム南側（同 18.3%）の崩壊密度が高いエリア。③はドーム頂部（同 2.0%）、④はドーム東側のショルマ向斜軸部（同 0.3%）に位置し、崩壊密度が低いエリア。各エリアの範囲は図7を参照。

Fig. 9 Frequency distribution of slope angles (degrees) of four areas shown in Fig. 7. ①: Northern part of Pon-abira Dome (averaged density of collapse source area is 25.3%), ②: southern part of the Dome (18.3%), ③: center of the Dome (2.0%), and Shoruma Syncline (eastern side of the Dome) (0.3%).

低崩壊密度域の現地確認

上記の解析結果を踏まえ、特に崩壊密度の低いエリアの現地確認調査を予察的に行った。

本安平ドーム中心部：ドームの中心部付近（図7の③のエリア）に位置する少数の地震地すべりを観察した範囲では、移動体は主に Ta-d を主体とするものであった。非崩壊の平滑斜面の頂部を横切る切土法面（北緯 42.8133°、東経 141.9525°）には、Ta-d（厚さ 60cm）、En-a（同 60cm）、Spfa-1（同 2m）が、40°程度で南西に傾斜する基盤の振老層 F1 部層を斜面なり（斜面傾斜は 20°程度）に覆っているのが観察された。本安平ドームの中心部において特にテフラ層が薄いというような傾向は認め難く、地震地すべりが少ない理由を見出すことはできなかった。

メナ向斜：頗美宇川と向斜軸が交差する付近に生じた地震地すべりでは、発生斜面の傾斜が 40°とやや急で土層全体が薄く、そのうち Ta-d の厚さは 50cm であった。崩壊源には軽舞層 K2 部層が露出する。厚真川と向斜軸が交差する付近（北緯 42.7594°、東経 141.9629°）の地震地すべりも傾斜 40°の比較的急な斜面で発生しており、土層厚が薄く崩壊源には軽舞層の K2 部層が露出する。既述のように軽舞層 K2 部層の分布域は崩壊面積率が高く、全体としては比較的急な傾斜の斜面でも地震地すべりが多く発生しており（図6）、向斜軸部において地震地すべりが少ない理由を見出すことはできなかった。

考 察

以上の解析データを元に、胆振東部地震により生じた地震地すべりと地質との関係について、定性的に議論する。

テフラ層と地震地すべりの関係（図4）を見ると、Ta-d ではアイソパックに基づく厚さと崩壊率に相関が認められ、概ね Ta-d が厚いエリアほど崩壊率が高い。En-a においても 50cm 以下の厚さのエリアで崩壊面積率が大きく下がっており、崩壊の発生にはこれらのテフラ層の厚さが関係しているように見える。しかし崩壊密度分布をみると、それらテフラ層が厚いエリアで一様に高い崩壊密度を示すのではなく著しい粗密があること、Wang et al. (2019)²⁴⁾ が示唆したように粗密は地質構造と相関することを図7、8に示した。斜面に降下した火山灰層は、降灰後の浸食や再移動により厚さが大きく変化することがあるので、粗密は後生的なテフラ層の厚さ分布を反映している可能性も考えられる。しかし高密度域、低密度域それぞれのエリアにおいて確認した傾斜頻度分布には大きな違いは認められず、低密度エリアにおいてテフラ層が差別的に再移動・浸食を受けているとは考えにくい。また高密度域、低密度域は km 規模の範囲で広がるもので、低密度域で一様にテフラ層の厚さが薄くなっている可能性は低いと考えられる。また本安平ドーム中心部など、実際に低密度地域で現地確認を行った限りでは、少なくとも斜面上の Ta-d が崩壊密度の高い地域と比較して著しく薄いようには

見えない。

崩壊密度と地質構造に着目すると、軽舞層のK1, K2部層の分布域で特に高い崩壊面積率となっていることも、ドーム構造との関係から理解される。すなわちドーム構造の中心部には振老層が露出し、それを囲むように軽舞層下部のK1, K2部層が分布している。そのため、K1, K2両部層において高い崩壊面積率が算出されたと考えられる。一方、ドーム構造の中心部や向斜構造となっている場所では、振老層や軽舞層のK1, K2部層の分布域であっても崩壊密度が低くなっている。すなわち地すべりの発生が単純に地層区分(すなわち岩相, 岩質)の規制を受けているわけではなく、背斜構造およびドーム構造と深く関わっていると考えられる。

一方、斜面傾斜との関係でみると、崩壊源の傾斜頻度分布では傾斜30°の階級付近が占める割合が高く、既存研究^{23), 24), 26)}と同様の結果となった。30°前後、あるいはそれ以下の傾斜の斜面にはテフラ層が長期にわたり安定して存在し、今回の地震によりすべり落ちたものとされている。しかし傾斜階級ごとの崩壊発生率で見ると、多くの地層が傾斜30度付近で最大を示すものの、振老層(F1, F2)や萌別層のM2部層では急傾斜側の階級で崩壊発生率が大きく下がらず、さらに軽舞層のK3部層や萌別層M1部層では急傾斜の斜面ほど高い崩壊発生率を示す。すなわち、テフラ層や土層自体が薄いと考えられる急傾斜の斜面においても、地震地すべりが高率で発生していることを示す。軽舞層のK3部層において斜面傾斜が急なほど崩壊発生率が高くなる理由として、K3部層の分布が厚真川以南に大きく偏っており、岩盤すべりが少なからず発生している^{10), 11)}ことが挙げられる。同様に振老層のF2部層や萌別層のM2部層も厚真川以南に分布が広く、岩盤すべりや岩盤崩壊が急傾斜地の崩壊発生率を高くしている可能性が考えられる。

萌別層では、M1部層より上位の地層において緩傾斜の斜面で多くの地震地すべりが発生している¹⁵⁾が、傾斜ごとの崩壊発生率をみると傾斜25°の階級か、より急傾斜の階級で最大を示しており、下位の地層と大きな差はない。ただしM4部層では、ピークである傾斜25°の階級において崩壊発生率が5%しかないにもかかわらず、傾斜15°の階級でも崩壊発生率が3%に達しており、他の地層と比較すると緩傾斜の斜面においても地震地すべりが高率で発生したといえる。またM4部層の分布域は傾斜分布が緩傾斜側に著しく偏っていることと相まって、緩傾斜地での地震地すべりの発生が卓越している。さらに重要な点は、M4部層で発生した地震地すべりが厚真向斜の軸部に集中していることであり、その要因の解明は今後に残された課題である。

以上述べてきたように、胆振東部地震による地震地すべりは背斜構造、とくにドーム構造(中心部を除く)において高密度で発生したと結論付けられる。既存の研究では、地震地

すべりが多発した主要な要因として厚いテフラ層の存在が指摘されてきた。もちろん厚いテフラ層の存在は、地震時にすべりやすい土層として広範囲かつ多数の地震地すべりの発生に必要な要素であったと考えられるが、Ta-d, En-aの分布主軸がちょうどドーム構造に重なっていることが、テフラ層の厚さと崩壊面積率の見かけ上の相関を生じている可能性がある。一方、ドーム構造ではテフラ層すべりだけでなく、850m × 400mの大規模岩盤すべりである日高幌内川岩盤すべり⁵⁾が本安平ドームの南端に位置するなど、岩盤すべりの分布とも相関していると考えられる。対照的に、ドーム構造の中心部や向斜軸部においては地震地すべりの分布は低密度である。このことは背斜部と向斜部で地震動の増幅、あるいは減衰の度合いが大きく異なっていたことを示唆する。また既述したように、萌別層のM4部層では向斜軸部で地震地すべりが多発していることから、より厳密には基盤地質の物性と背斜構造あるいは向斜構造との組み合わせが、山地斜面の地震動に影響している可能性も推定される。

地震地すべりの分布における著しい粗密を説明するには、被災地域の山地斜面における地震動の増幅率を実測するとともに、複雑な褶曲構造をモデル化して強震動シミュレーションを実施することにより、地震動の増幅率がどのような分布を示すのかを明らかにする必要がある。

まとめ

- 2018年胆振東部地震で発生した地震地すべりについて、崩壊源を抽出してアイソパックに基づくテフラ層の厚さ分布、基盤地質および褶曲構造、斜面傾斜との関係を解析した。
- 地震地すべりの密度分布は背斜構造・ドーム構造との相関を示し、背斜軸部およびドーム構造の周縁部で非常に高い傾向を示した。逆にドーム構造の中心部では分布密度が著しく低く、向斜構造に沿った場所でも低密度であった。この地質構造との関係から、ドーム構造を取り巻くように分布する軽舞層下部のK1, K2部層で特に崩壊面積率が高く、振老層や軽舞層K3部層がそれらに続くと考えられる。テフラ層についても、En-a, Ta-dの分布主軸がドーム構造と重なっていることが、崩壊の発生とテフラ層の厚さとの見かけの相関を生じている可能性がある。
- 各地層の分布域における傾斜階級ごとの崩壊発生率を求めた結果、20～40°の傾斜でピークを示すものが多く、そのような傾斜の斜面にテフラ層が安定して存在していたことを反映すると考えられる。一方、軽舞層のK3部層では急傾斜の階級ほど崩壊発生率が上昇し、岩盤すべりや岩盤崩壊の影響が考えられる。振老層F2部層や萌別層M2部層も同様である。

4. 萌別層 M4 部層では例外的に、緩傾斜面での崩壊発生率が相対的に高く、また厚真向斜の軸部で崩壊密度が高い。今後、基盤の褶曲構造が山地地盤の地震動に対する応答特性に与える影響を観測と強震動シミュレーションを用いて明らかにする必要がある

謝辞

北海道胆振総合振興局林務課には、航空レーザーデータ使用の許可をいただいた。粗稿は田近 淳氏（道総研フェロー、株式会社ドーコン）に査読・校閲いただき、大きく改善された。現地調査に際しては厚真町のご協力を頂いた。地域地質部の皆様には様々な議論・ご助言を頂いた。以上の方々に記して感謝申し上げます。

引用文献

- 1) 千木良雅弘・田近 淳・石丸 聡 (2019) 2018 年胆振東部地震による降下火災物の崩壊：特に火災物の風化状況について。京都大学防災研究所年報, 62B, 348-356.
- 2) 古川竜太・中川光弘 (2010) 1:30,000 樽前火山地質図。産業技術総合研究所地質調査総合センター。
- 3) 日本地質学会編 (2010) 日本地方地質誌 1 北海道地方。日本地質学会, 朝倉書店, 631p.
- 4) 国土地理院 (2019) 平成 30 年北海道胆振東部地震に伴う斜面崩壊・堆積分布図 (北海道厚真町周辺) GeoJSON。国土地理院技術資料 D1-No.991.
- 5) 早川智也・清水龍来・寺口慧介・石崎俊一・戸田英明・田近 淳・木崎健治 (2020) 5.1 日高幌内川岩盤地すべり。「地震による地すべり災害」刊行委員会編, 「地震による地すべり災害：2018 年北海道胆振東部地震」。北海道大学出版会, pp. 164-176.
- 6) 廣瀬 亘 (2020) 2.1 地形概要と表層地質・テフラ層序。「地震による地すべり災害」刊行委員会編, 「地震による地すべり災害：2018 年北海道胆振東部地震」。北海道大学出版会, pp. 34-44.
- 7) 廣瀬 亘・川上源太郎・加瀬善洋・石丸 聡・興水健一・小安浩理・高橋 良 (2018) 平成 30 年北海道胆振東部地震に伴う厚真町およびその周辺地域での斜面崩壊調査 (速報)。北海道地質研究所報告, 90, 15-32.
- 8) 北海道 (2001) 北海道活断層図 No. 3 石狩低地東縁断層帯活断層図とその解説。北海道立地質研究所, 157p.
- 9) 石丸 聡・廣瀬 亘・川上源太郎・興水健一・小安浩理・加瀬善洋・高橋 良・千木良雅弘・田近 淳 (2020) 2018 年北海道胆振東部地震により多発したテフラ層すべり：地形発達史的にみた崩壊発生場の特徴。地形, 41, 147-167.
- 10) Ito, Y., Yamazaki, S., Kurahashi, T. (2020) Geological features of landslides caused by the 2018 Hokkaido Eastern Iburu Earthquake in Japan. Special Publication of the Geological Society of London, 501.
- 11) 伊東佳彦・山崎秀作・西原照雅・倉橋稔幸 (2020) 3.5 高解像度 LP データ (DEM) を使った斜面変動の分布と特徴。「地震による地すべり災害」刊行委員会編, 「地震による地すべり災害：2018 年北海道胆振東部地震」。北海道大学出版会, pp. 98-103.
- 12) Kasai, M., Yamada, T. (2019) Topographic effects on frequency-size distribution of landslides triggered by the Hokkaido Eastern Iburu Earthquake in 2018. Earth, Planets and Space, 71:81.
- 13) 香東卓郎 (2002) 日高衝突帯前縁褶曲・衝上断層帯の地下構造：石油公団日高測線 (H19-2, 3) 反射記録の再処理と再解釈。地震研究所彙報, 77, 97-109.
- 14) 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス—日本列島とその周辺。東京大学出版会, 336p.
- 15) 前原恒祐・伊藤和伯・磯貝晃一・原田卓弘 (2020) 4.6 強震動が誘発した本郷地区の緩斜面変動。「地震による地すべり災害」刊行委員会編, 「地震による地すべり災害：2018 年北海道胆振東部地震」。北海道大学出版会, pp. 149-155.
- 16) 松野久也・秦 光男 (1960) 5 万分の 1 地質図幅「追分」および説明書。北海道開発庁, 40p.
- 17) 松野久也・石田正夫 (1960) 5 万分の 1 地質図幅「早来」および説明書。北海道開発庁, 40p.
- 18) 中川光弘・宮坂瑞穂・三浦大助・上澤真平 (2018) 南西北海道、石狩亭地帯におけるテフラ層序学：支笏—洞爺火山地域の噴火履歴。地質学雑誌, 124, 473-489.
- 19) 中村 研・石田博英・雨宮和夫 (2020) 7.4 地震による岩盤地すべりの特徴。「地震による地すべり災害」刊行委員会編, 「地震による地すべり災害：2018 年北海道胆振東部地震」。北海道大学出版会, pp. 236-246.
- 20) Osanai, N., Yamada, T., Hayashi, S., Katsura, S., Furuichi, T., Yanai, S., Murakami, Y., Miyazaki, T., Tanioka, Y., Takiguchi, S., Miyazaki, M. (2019) Characteristics of landslides caused by the 2018 Hokkaido Eastern Iburu Earthquake. Landslides, 16, 1517-1528.
- 21) 田近 淳・千木良雅弘・雨宮和夫・石丸 聡 (2020) 2.2 発生した斜面変動の分類。「地震による地すべり災害」刊行委員会編, 「地震による地すべり災害：2018 年北海道胆振東部地震」。北海道大学出版会, pp. 45-49.
- 22) 高橋功二・和田信彦 (1987) 5 万分の 1 地質図幅「穂別」および説明書。北海道立地下資源調査所, 40p.
- 23) 梅田浩司・千代谷佳織・柴 正敏・近藤美左紀 (2019) 平成 30 年北海道胆振東部地震に伴う斜面崩壊。応用地質, 60, 172-179.
- 24) Wang, F., Fan, X., Yunus, A. P., Subramanian, S. S., Alonso-Rodriguez, A., Dai, L., Xu, Q., Huang, R. (2019) Coseismic

landslides triggered by the 2018 Hokkaido, Japan (Mw 6.6), earthquake: spatial distribution, controlling factors, and possible failure mechanism. *Landslides*, 16, 1551–1566.

- 25) 山岸宏光・岩橋純子 (2020) 3.6 地震による斜面災害の GIS を用いた地形・地質解析. 「地震による地すべり災害」刊行委員会編, 「地震による地すべり災害: 2018 年北海道胆振東部地震」. 北海道大学出版会, pp. 104–112.
- 26) Zhang, S., Li, R., Wang, F., Iio, A., Characteristics of landslides triggered by the 2018 hokkaido Eastern Iburi Earthquake, northern Japan. *Landslides*, 16, 1691–1708.

要 旨

2018 年胆振東部地震で発生した 8,000 箇所を超える地震地すべりについて、崩壊源の分布と降下火山灰層の厚さ分布、基盤地質、ならびに地形との関係を GIS を用いて解析した。崩壊源の面積率は、降下火山灰の厚さと相関を示した。すなわち地震地すべりは 19-21ka 降灰の恵庭 a 火山灰と樽前 d 火山灰の分布主軸で広く発生している。一方、崩壊源の密度分布は、褶曲構造と強い相関を示した。すなわち背斜構造と、中心部を除くドーム構造で崩壊密度が高く、ドーム構造頂部と向斜構造で崩壊密度が低かった。このためドームを囲むように分布する軽舞層下部で崩壊面積率が高く、振老層がそれに続いて高い値を示していると考えられる。降下火山灰層との関係でも、恵庭 a および樽前 d 火山灰の分布主軸がドーム構造と重なっており、見かけ上、同火山灰層の厚いエリアで崩壊面積率が高くなっていると考えられる。斜面傾斜ごとの崩壊発生率は地層区分によってピークが異なるものの、20～40°の傾斜で最大値を示しており、このような傾斜の斜面に降下火山灰層が安定して存在していたことを示す。ただし軽舞層の K3 部層では、傾斜の増大と共に崩壊発生率が上昇する傾向が明瞭で、岩盤自体のすべりや崩壊による影響と推定される。今後、基盤の地質構造と地震時の山地地盤の応答特性との関係を詳細に検討する必要がある。