

上に舌状～扇状に薄く広がって堆積している。

崩壊斜面は傾斜が 50° と急であり、比高も50～70mと大きい。滑落崖に露出する土層断面の観察では、Ta-dの層厚が50cm程度と厚い一方、Ta-cは厚さ30cm程度、Ta-bは厚さ10cm程度以下で薄い。Ta-dとTa-c、Ta-cとTa-bの間の黒色土も層厚15～20cm程度であり、またTa-bの上位の黒色土層もごく薄い。このため土層の全層厚も朝日地区と比べて薄く、1m程度である。Ta-dの上面および下面付近には、淡黄白色の薄い粘土層が挟在する。露頭の定性的な観察ではあるが、この粘土層は軟質・高含水で滑動性に富む性状を示す。崩壊斜面(主すべり面)は軽石を混じえた粘性土に薄く覆われており、粘性土の表面には直線的な擦痕が残るとともに、直下には基岩が認められた。

土塊は頗美宇川右岸の河岸段丘上に堆積しており、斜面基部からその前方160m先まで到達している。断片的な断面しか観察できていないが、移動土塊はTa-dとそれより上位の土層からなる層序構造を保っていると推定される(第16図)。また土塊末端では、Ta-dとその直下の粘土層が元の地表面を覆っているのが観察された。



第15図 厚真町高丘地区における斜面崩壊。

Fig. 15 Slope movement at Takaoka, Atsuma Town.



第16図 厚真町高丘地区における、移動土塊の断面。

Fig. 16 Geological section of landslide block at Takaoka, Atsuma Town.

Ⅲ.5 朝日・宇隆および高丘地区の調査結果における土層形成および崩壊過程

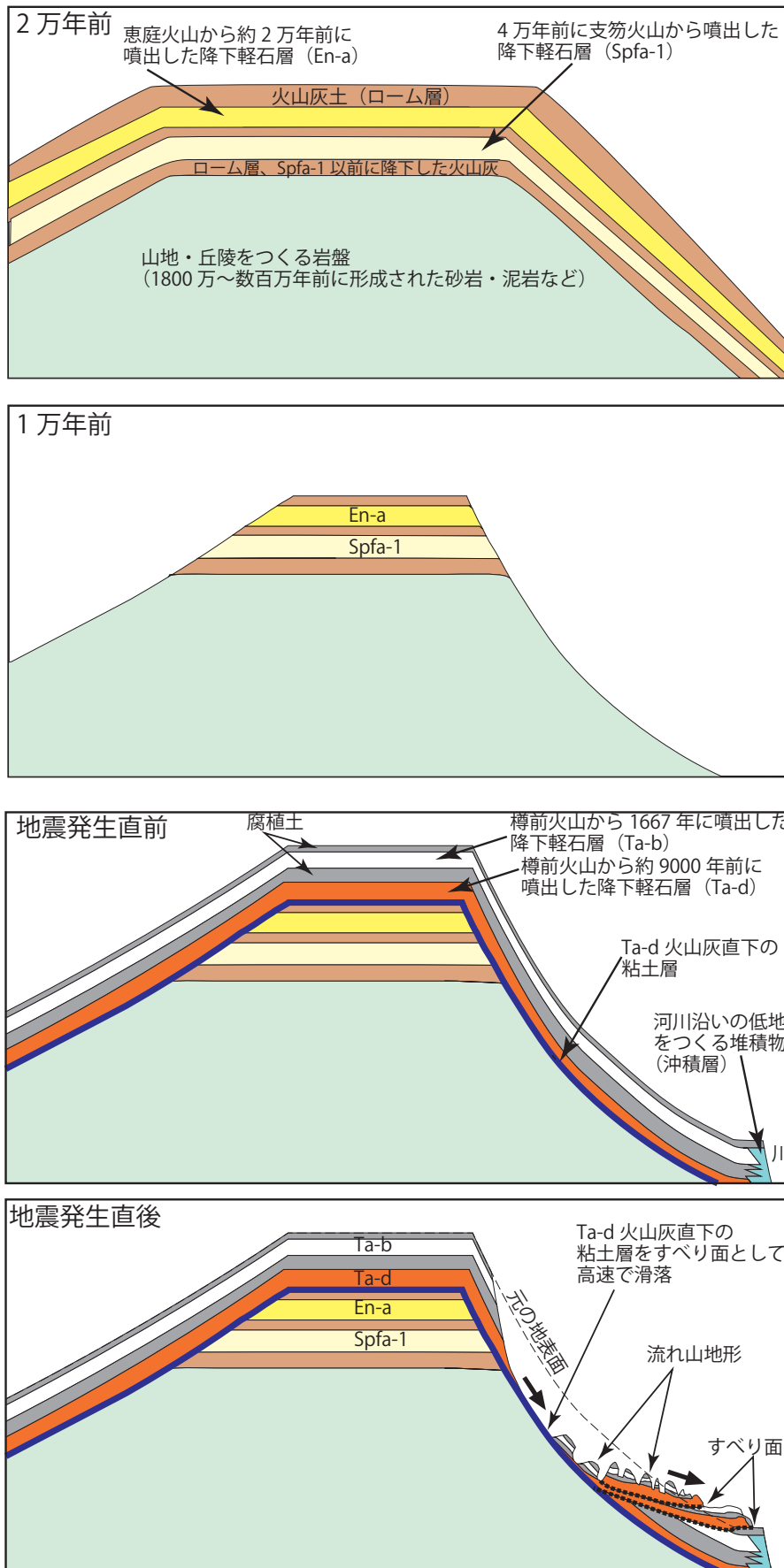
崩壊地周辺では、Spfa-1(約4万年前に降下)およびEn-a(約2万年前に降下)をはじめとする、後期更新世に西南北海道の火山群から噴出した厚層な降下火砕物が、軽舞層、川端層など泥岩・砂岩からなる地形を覆う(第17図)。これらが降下したのち、最終氷期最盛期の極めて寒冷な気候により、斜面では表層部が不安定となったため、ソリフラクションなどにより斜面表層部が下方へと移動した。このため、最終氷期末期には、斜面では降下火砕物を含む表層の堆積物が失われ、基盤岩類が露出していたと推定される。

その後、氷期終了とともに斜面が安定し、基盤の風化部および上位の粘土層を覆って、Ta-d(約9000年前に降下)、Ta-b(西暦1667年に降灰)、厚い腐植土層が表層を覆った。9月6日の地震に伴う強震動により、Ta-d下位にすべり面を持つ崩壊が斜面表層部に発生した。崩積土には流れ山地形に類似したハンモック状の小丘が発達することから、一種の高速地すべりが発生した可能性がある。

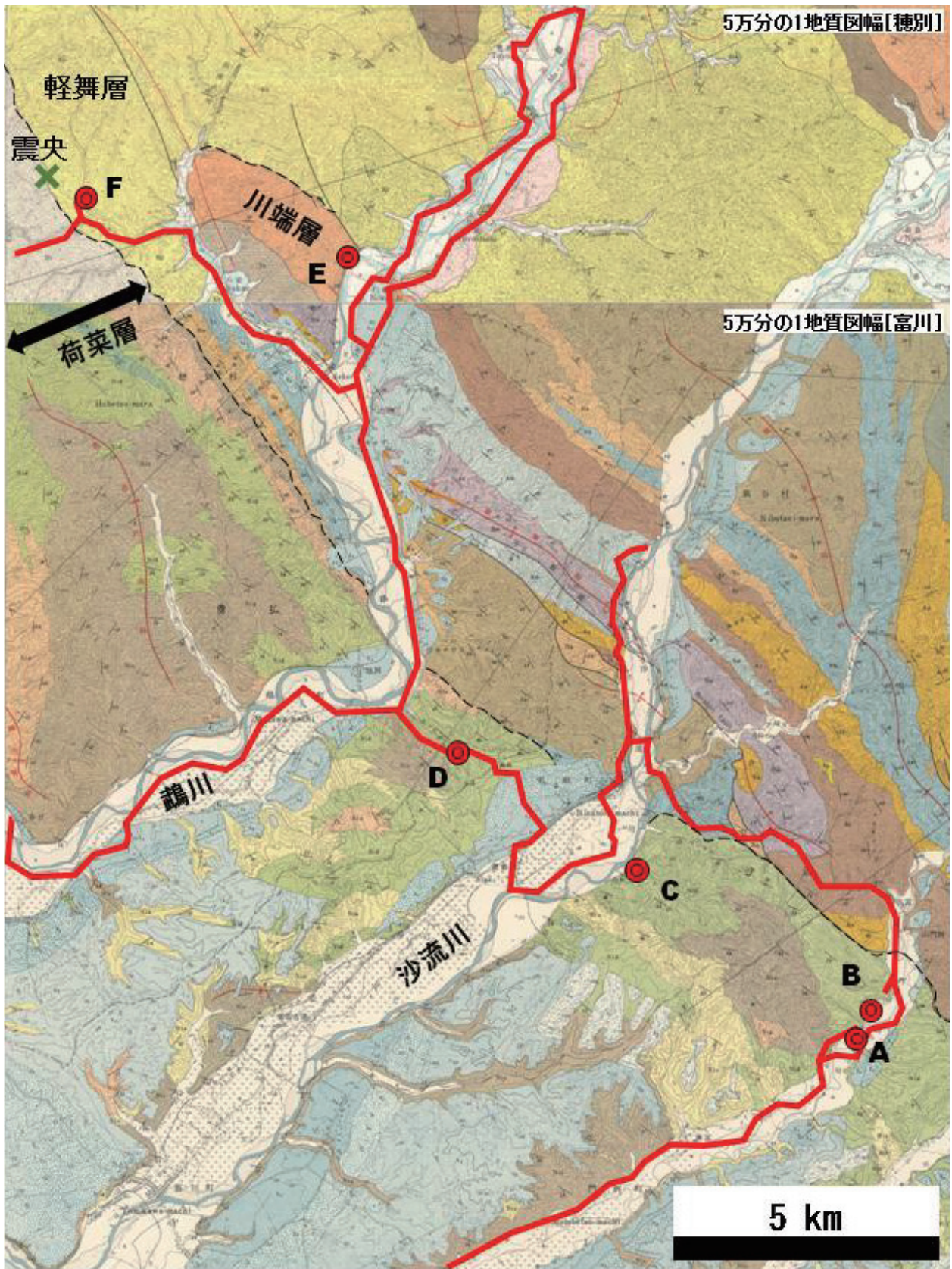
田近ほか(2016)は、厚真町厚幌1遺跡において、これに類似する事例をすでに報告している。平成28年(2016年)熊本地震では、阿蘇火山およびその周辺の斜面において、降下火砕物が厚く堆積する斜面において、厚真町における崩壊と類似した斜面崩壊が多発した(宮縁, 2016; 土志田ほか, 2016など)。笠間ほか(2018)は同じく熊本地震において斜面崩壊を誘発した草千里ヶ浜軽石についてせん断試験を行い、降下軽石層が地震時に繰り返しせん断を受けることにより著しくせん断強度が低下し、崩壊をもたらした可能性を示した。1923年関東地震でも、震生湖地すべりにおいて東京軽石が同様にすべり面となったケースが報告されている(千木良ほか, 2017)。今回、すべり面となることが多かったTa-d下位の粘土層は、細かく破碎された赤色軽石(Ta-d)を含んでいる。熊本地震と同様に降下軽石層最下部の地震動によるせん断破碎がすべり面形成につながった可能性を示すものであり、より詳細な検討が必要であろう。

なお、安平町など崩壊発生域北部では、Ta-dではなく、En-aとSpfa-1の間に挟在するローム質粘土がすべり面となる同様の崩壊が認められる。この地域ではTa-dも認められるものの、厚真地域に比べ層厚が薄くなっている。これらから、Ta-dの有無がすべり面を規制するものとは限らず、著しく厚く降下火砕物が発達すること(第3図)およびそれらに接する粘土層などのすべり面の有無がこうした崩壊の発生に影響している可能性について考慮が必要であろう。

一方、土塊の流走距離が長い流動性に富む崩壊、岩盤表層部の崩壊など、今回の報告とはタイプの異なる

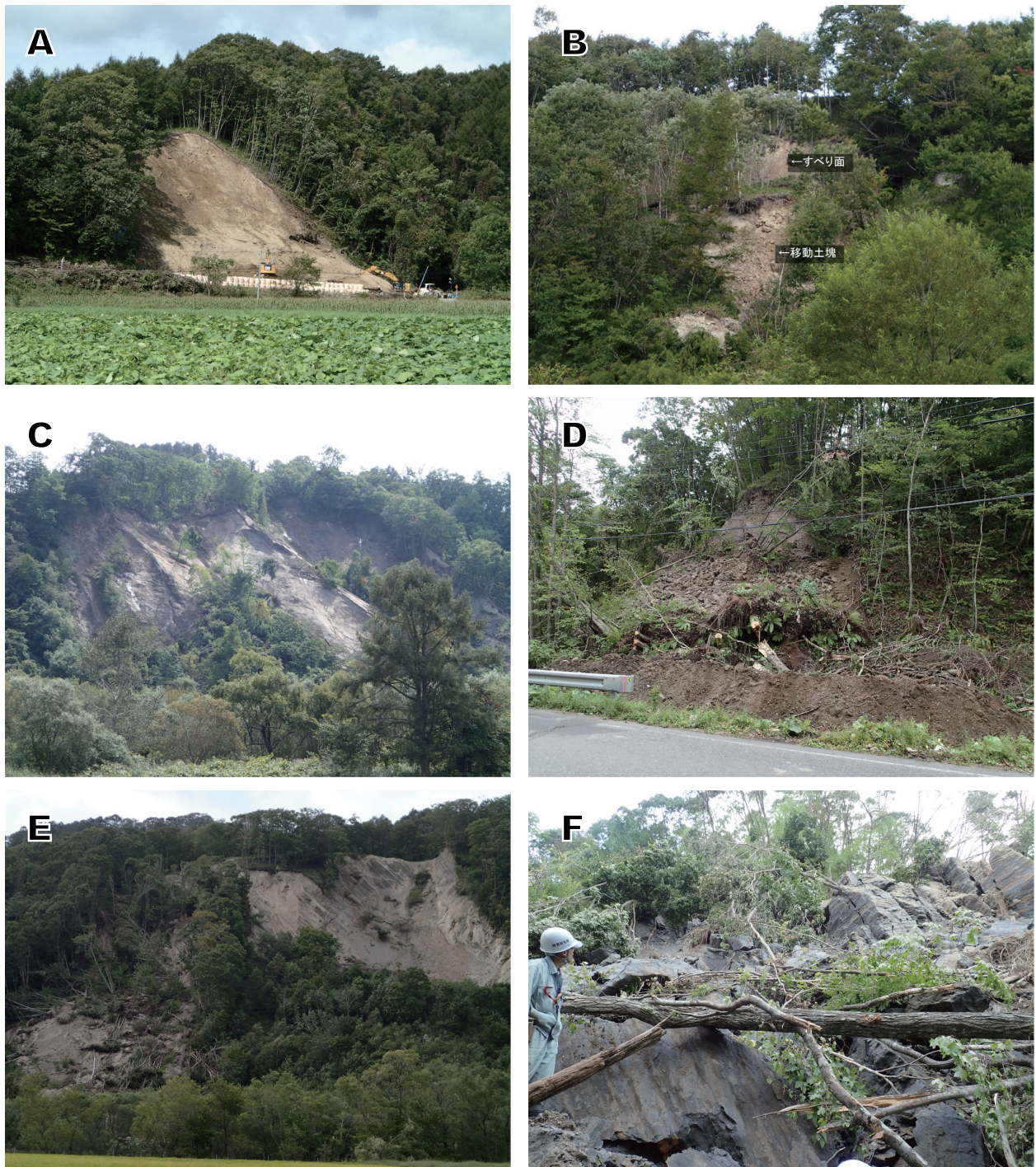


第17図 平滑なすべり面を持つタイプの斜面崩壊発生過程.
Fig. 17 Slope movement process for planar slope surface-type collapse.



第18図 厚真町南東部における調査ルートと基盤地質. 赤線は調査ルートを示す(今井・角, 1957および高橋・和田, 1987に加筆).

Fig. 18 Survey routes and geologic map for southeastern part of Atsuma Town. Red line indicate main survey route (Revised from Imai and Sumi, 1957; Takahashi and Wada, 1987).



第19図 厚真町および周辺地域における斜面崩壊。A：日高町庫富，B：平取町広富，C：平取町川向，D：鵝川町生田，E：むかわ町穂別仁和，F：鵝川町穂別栄

Fig. 19 Slope movements occurred at southwestern part of Atsuma Town and surrounding area. A : Kuratomi, Hidaka Town, B : Hiroтоми area, Hidaka Town, C : Kawamukai area, Biratori Town, D : Ikuta area, Mukawa Town, E : Hobetsu Niwa area, Mukawwa Town, F : Hobetsu Sakae area, Mukawa Town.

可能性がある崩壊も多く認められる。完新世火山灰の薄い地域で岩盤すべりが目立つようにも見えることから、斜面崩壊メカニズムには、地形・表層および基盤地質、地震直前の土層の状態など、様々な要因が関わっているとみられる。

Ⅲ.6 厚真南東地域の岩盤崩壊

厚真町の南東に位置する日高町門別・平取町・むかわ町には、厚真町と同様に新第三系(川端層、軽舞層、荷葉層およびこれらの相当層)が分布している。これらの地域でも震度5強～6強(一部震度7)に達する強い揺れを観測しており、斜面変動の状況を確認するため概査を実施した。

調査ルートを図18に示すが、確認された斜面変動は、表層の風化岩盤が滑落した基岩すべり一崩落タイプであった。それらは急傾斜の平滑～浅い沢型の斜面で発生しており、崩壊頂部は斜面上部の遷急線付近に位置している。また移動した土塊は斜面中部～基部に定置し、移動距離は小さい。なお厚真町の斜面崩壊において大部分を占める火山灰・クロボク土等を主体とする土層崩壊は、むかわ町荷湾川流域を除きほとんど認められなかった。

以下、地点ごとの概要を述べる。

- ・日高町庫富地区の斜面崩壊(第19図A)：道道351号沿線の南東向き急斜面(荷葉層珪藻質シルト岩)で発生(崩壊の規模：幅30 m, 高さ30 m程度, 深さ1 m以下)。土層はきわめて薄く、斜面上部～中部の風化シルト岩表層部が滑落する基岩すべり。1/5万地質図幅「富川」によれば層理面は斜面に対し受盤の配置であり、斜面に平行な平板状のすべり面はシーティング節理に起因すると推定される。
- ・日高町広富地区の斜面崩壊(遠望)(第19図B)：門別沢三号川北岸の南向き斜面(荷葉層珪藻質シルト岩)で発生した基岩すべり(崩壊の規模：幅30 m, 高さ30 m程度)。1/5万地質図幅「富川」に基づけば層理面は斜面に対し緩い流れ盤の配置であるが、すべり面は平滑・急傾斜に見えることから、斜面に平行な節理に起因すると推定される。滑落した土塊はブロック状に細片化した岩屑から構成され、斜面中段に定置している。
- ・平取町川向地区の斜面崩壊(遠望)(第19図C)：沙流川左岸の河食崖(北西向き斜面)に発生した基岩すべり一崩落(崩壊の規模：幅50 m, 高さ20 m程度)。基岩は荷葉層の珪藻質シルト岩で、写真右方向に傾斜する平滑で明瞭な面構造は、1/5万地質図幅「富川」に基づくと層理面と推定される。また斜面に沿って緩やかな波状を示すすべり面はシーティング節理に起因するものと推定され、これらの不連続面に沿って岩盤の表層部が滑落したものと推定される。土塊の状況は未確認である。崩壊面上に残存する崩壊土

砂からは湧水が確認できるが、崩壊後の降雨による可能性がある。

- ・平取町生田地区の基岩すべり一崩壊(第19図D)：道道59号沿線における尾根型地形の北向き急斜面で発生した小規模な表層崩壊で、高さ・幅はともに8 m程度。基岩は荷葉層の珪藻質シルト岩で、細片化した風化岩の岩屑が高角の節理面で剥離し滑落している。土塊末端はすでに除去されており、詳細は不明。
- ・むかわ町穂別仁和地区の斜面崩壊(遠望)(第19図E)：鶴川右岸の急斜面に認められた斜面崩壊(写真左部分。写真の右側に見える崩壊は、地震発生以前の豪雨によって生じていたもので無関係。ただし今回の地震で範囲が拡大した可能性あり)。崩壊の規模は、幅30 m, 高さ60 m程度。基岩は川端層の砂岩泥岩薄互層。崩壊した土塊と植生が斜面上に定置しており、すべり面の性状は不明。ブロック化した岩屑が崩落しており、基岩すべり一崩落と推定される。
- ・むかわ町穂別栄地区の岩盤崩壊(第19図F)：震央付近の南西向き急斜面で発生した岩盤崩壊(崩壊の規模：幅数10 m程度, 高さ50 m程度)。基岩は軽舞層のシルト岩優勢砂岩泥岩薄互層。弱風化～比較的新鮮な岩盤が、高角の節理系に沿って最大長径2 m程度のブロックに分離し、斜面中段～直下に崩落している。

あとがき

9月28日現在、震源およびその周辺ではM4を越える比較的規模の大きな地震が続いている。また、斜面崩壊の発生箇所では、今後の台風や積雪・融雪に伴いさらなる斜面崩壊も予想される。今後、山間地などこれまで十分な調査を行っていない地域についても、現地調査を実施し、この地震によって発生した斜面崩壊の全容を解明していく予定である。

引用文献

- 千木良雅弘・笠間友博・鈴木毅彦・古木宏和(2017)1923年関東地震による震生湖地すべりの地質構造とその意義。京都大学防災研究所年報, 60B, 417-430。
- 古川竜太・中川光弘(2010)樽前山火山地質図。産業技術総合研究所地質調査総合センター。
- 今井 功・角 靖夫(1957)5万分の1地質図幅「富川」および同説明書。北海道開発庁, 52p。
- 笠間清伸・山縣史朗・田中大貴・古川全太郎・安福規之(2018)南阿蘇村高野台地区に分布する火山灰質地盤の地震時安定性評価。地盤工学ジャーナル, 13, 171-181。
- 国土地理院(2018)平成30年(2018年)北海道胆振東部地震に関する情報。http://www.gsi.go.jp/BOUSAI/H30-hokkaidoiburi-east-earthquake-index.html。

- 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.
- 松野久也・石田正夫(1960)5万分の1地質図幅「早来」および同説明書. 北海道開発庁, 35p.
- 宮縁育夫(2016)平成28年(2016年)熊本地震によって南阿蘇村周辺域で発生した斜面災害. 地学雑誌, 125, 421-429.
- 田近 淳・大津 直・乾 哲也(2016)成層した降下火砕堆積物からなる地すべり移動体の内部構造と形成過程: 石狩低地東縁, 厚幌1遺跡の例. 地質学雑誌, 122, 23-35.
- 高橋功二・和田信彦(1987)5万分の1地質図幅「穂別」および同説明書. 北海道開発庁, 40p.
- 土志田正二・新井場公德・尾川義雄(2016)2016年4月16日に発生した熊本地震による南阿蘇村周辺の斜面崩壊事例. 日本地すべり学会誌, 53, 100-104.