

鹿児島県垂水市本城地区におけるシラス台地周辺斜面の地形と崩壊

伊 藤 晶 文 *

(2008 年 10 月 30 日 受理)

Slope Morphology and Landslide around Pyroclastic Flow Plateau at Tarumizu City, Kagoshima
Prefecture

Ito Akifumi

要約

鹿児島県垂水市本城地区のシラス台地は、約 2.6-2.9 万年前に始良カルデラから噴出した異なる二つの火砕流堆積物から成り、斜面脚部には崖錐が発達している。本研究では、空中写真および大縮尺の地図の判読、地形測量、簡易貫入試験、堆積物の観察、木本植物の樹齢測定、および放射性炭素年代測定を行い、当地域の斜面地形と地下構造を明らかにし、斜面崩壊の形態とその発生時期について考察した。調査地周辺の斜面は、上位から順に、頂部斜面、急斜面Ⅰ、急斜面Ⅱ、および崖錐に区分され、急斜面Ⅰと急斜面Ⅱの境界は、入戸火砕流堆積物と垂水火砕流堆積物の境界に一致する。崖錐上部には急斜面Ⅰおよび急斜面Ⅱの表層滑落型崩壊の記録が、崖錐下部には前者に加えて頂部斜面の表層落下型崩壊の記録が、それぞれ保存されていると推定された。表層滑落型崩壊は過去約 50 年間に 1 回、表層落下型崩壊は過去約 800 年間に 2 回発生したと推定され、従来指摘されている発生周期と調和的である。

キーワード：シラス台地，地形分類，斜面崩壊，垂水市

* 鹿児島大学教育学部 准教授

1. はじめに

シラス台地周辺斜面の脚部には、崖錐が発達していることがある。崖錐を構成する堆積物は、背後斜面からの崩壊土砂から成るために、背後斜面における過去の崩壊発生履歴の検討材料として用いられてきた（たとえば、吉永ほか，1989）。ところで、シラス斜面に発生する崩壊は、表層剥離、表層滑落、表層落下の3形態に分類され、災害に結びつく可能性が極めて高い表層滑落型と表層落下型の斜面崩壊について、崩壊予備物質である斜面の表土層の生成速度とモデル計算から、前者の発生周期は127年、後者は504年と算出されている（下川ほか，1989）。崖錐堆積物が長期間の崩壊履歴を記録している場合には、従来指摘されている崩壊発生周期を実証的に検討できる。さらに、今回調査地とした鹿児島県垂水市周辺では、後述するように、シラス台地が異なる二つの火砕流堆積物から成るために、斜面地形や崩壊発生周期が他地域とは異なる特徴を持つ可能性もある。

そこで、本研究では、斜面脚部に崖錐が発達する鹿児島県垂水市本城地区を調査地として、シラス台地周辺斜面の地形を分類し、地下構造を明らかにした。さらに、崖錐堆積物の堆積構造と年代から、背後斜面の崩壊の形態と発生時期について考察した。

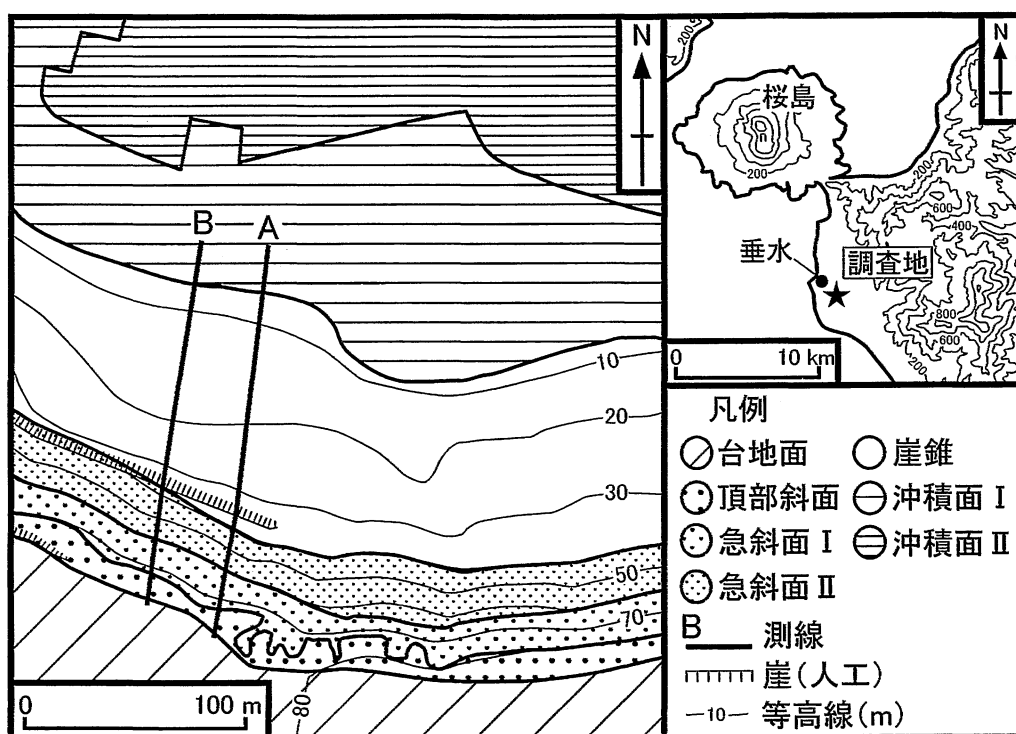


図1 調査地の位置と地形分類

2. 調査地の概況および調査方法

調査地は、桜島の南東に位置する垂水市街地南部の本城地区である（図 1）。周辺の代表的な地形は、定高性を持つシラス台地とそれを開析する河川が形成する沖積低地である。鹿児島県垂水市を含む始良カルデラ南部地域では、他地域とは異なり、シラス台地が入戸火砕流堆積物と、大隅降下軽石と同時の火砕流堆積物である垂水火砕流堆積物（福島・小林, 2000）から成る。調査地が位置するシラス台地は東から西へ緩やかな傾斜を持ち、周辺の露頭では、厚さ 2 m 以上の主に桜島起源の降下テフラと二次シラスが観察される。沖積低地は段丘化しており、二つの面に大別できる。森脇ほか（1986, 2002）は主に始良カルデラ北辺地域における完新世の沖積低地の段丘化を示し、その要因として始良カルデラの火山活動に伴う地殻変動を挙げており、本地域の沖積低地もその影響を受けている可能性がある。調査地周辺のシラス斜面は豪雨のたびに崩壊しており、近年では 2005 年 9 月の台風 14 号による土砂災害で犠牲者が出ている（谷口ほか, 2005）。

調査は以下の手順で行った。空中写真および 1/2,500 都市計画図の判読と現地調査とを行い、地形分類図を作成した。次に、斜面の最大傾斜方向にほぼ平行する測線を 2 本設定し、斜面測量器およびレーダー距離計を用いた簡易地形測量と都市計画図の判読とを行い、地形断面図を作成した。筑波丸東社製の簡易貫入試験機を用いて、各地形の地下構造を検討した。斜面上の木本植物を数本選定し、成長錐を用いて年輪を測定した。7 つの試坑を掘削し、崖錐堆積物の構造を断面で観察した。断面で採取した埋没腐植層などの有機物について、AMS 法を用いた放射性炭素年代測定を行い、崖錐堆積物の堆積年代を推定した。

3. 結果

3. 1. 地形分類

調査地の地形は、上位から順に、台地面、頂部斜面、急斜面Ⅰ、急斜面Ⅱ、崖錐、沖積面Ⅰ、沖積面Ⅱに区分される（図 1）。台地面は、いわゆるシラス台地面であり、調査地周辺では東から西へ緩やかな傾斜を持つ。台地面に隣接する頂部斜面は、台地面を覆う降下テフラと二次シラスや風化シラスが円弧状に崩落する表層落下型崩壊により概形が形成されたとみられ、傾斜はおおむね 30° 未満である。頂部斜面の下位に位置する急斜面Ⅰは、傾斜 30 ~ 50° で、直線型の縦断形を呈する。上位の頂部斜面と同様に残積性土層が分布するものの、急斜面Ⅰの方が薄い。急斜面Ⅱとの境界付近には径 10 ~ 30 cm 程度の安山岩を主体とした角礫集積層が分布する。この層は調査地付近で入戸火砕流堆積物と垂水火砕流堆積物を分ける亀割坂角礫層に相当するとみられることから、急斜面Ⅰと急斜面Ⅱの境界は入戸火砕流堆積物と垂水火砕流堆積物の境界に一致すると判断される。急斜面Ⅱは、急斜面Ⅰよりもやや急な斜面で、傾斜 60° 以上に達する場合もある。縦断形は凹型～直線型で、急斜面Ⅰとともに表層滑落型崩壊の跡地が多数みられる。匍行性または崩積性の厚さ 50 cm 程度の土層が比較的新鮮なシラス上に載る箇所が多くみられ、基

盤岩が露出している箇所もある。急斜面Ⅰと急斜面Ⅱの本木植生は、明らかに崩壊跡地とみられる場所を除いて、主にスダジイやヤブツバキである。樹齢は、急斜面Ⅰでは約20年、急斜面Ⅱでは約10年であった。また、測線B付近では急斜面Ⅱに明瞭な崩壊跡地があり、樹齢約20年のクロマツが分布していた。崖錐は平均傾斜が約 20° の比較的緩やかな斜面である。調査地周辺では現在耕作放棄地であり、地表面には人工の崖や整地跡が残される。開析を受けて浅い谷状を呈する箇所もあり、下端付近では深さ2m、幅1m程度のガリーが形成されている場合がある。沖積面Ⅰは沖積面のうち高位の面であり、崖錐と滑らかに連続する上位の面と、崖錐末端を侵食して形成された下位の面とに細分できる。今回調査した測線上に位置する沖積面Ⅰは後者である。主に宅地として利用されており、聞き取りによれば河川の氾濫による影響をほとんど受けない。沖積面Ⅱは現成の氾濫原であり、主に水田として利用されている。

測線A

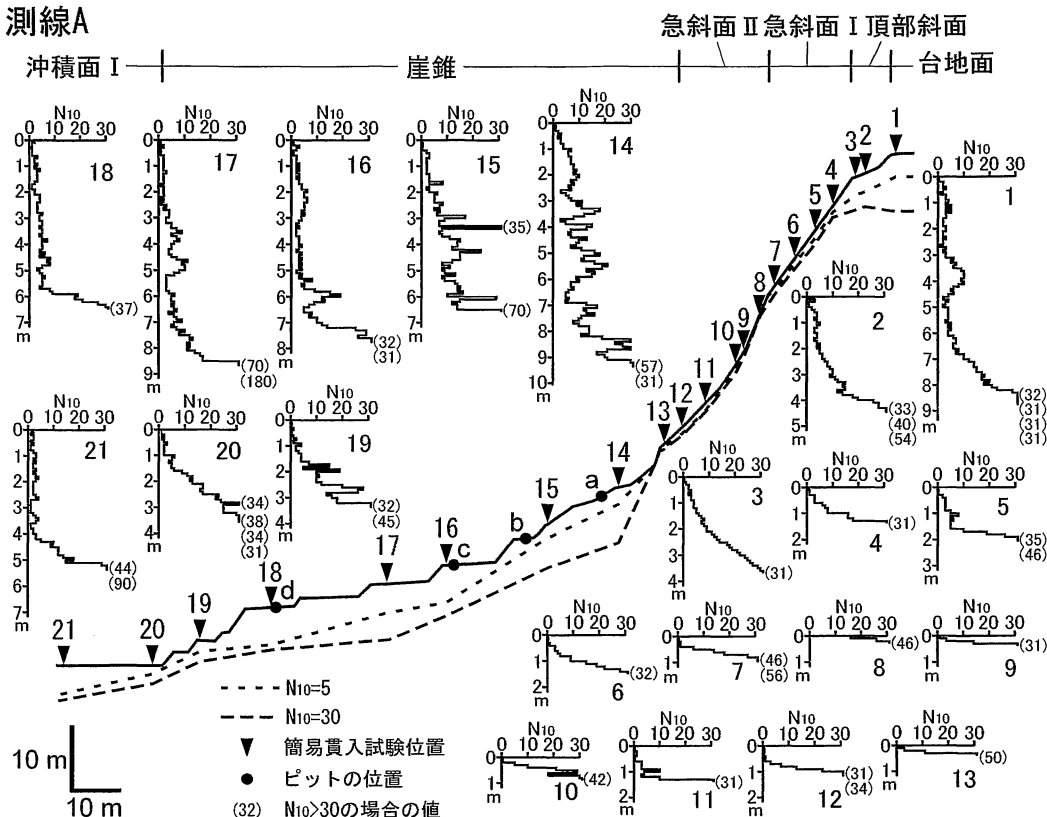


図2 測線Aの地形断面図と N_{10} プロフィール図
断面位置は図1を参照

測線B

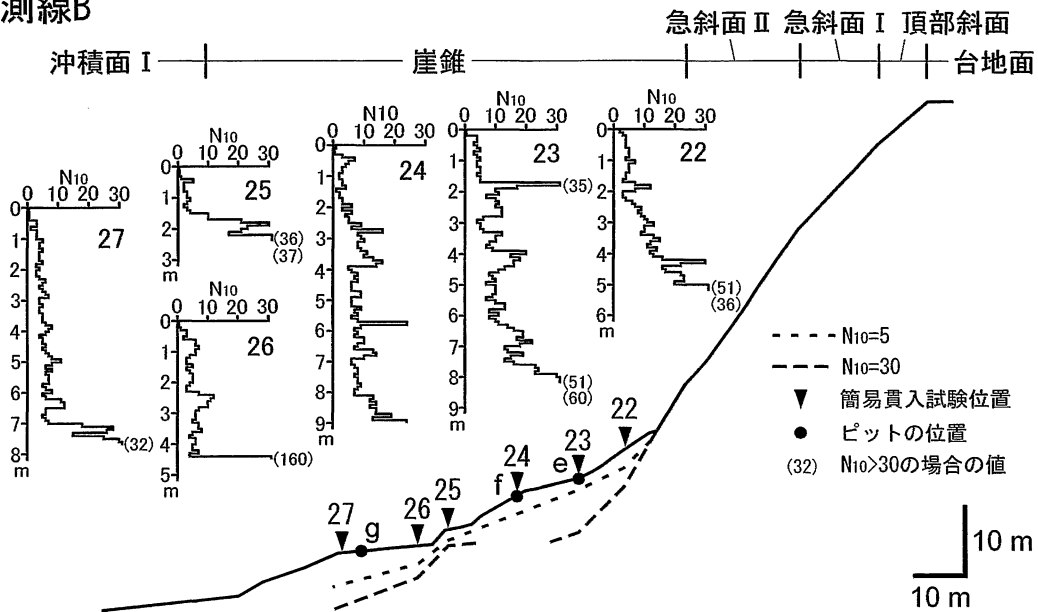


図3 測線Bの地形断面図と N_{10} プロフィール図
断面位置は図1を参照

3. 2. 簡易貫入試験の結果

N_{10} 値 (ロッドが10 cm 貫入するまでのオモリの落下回数) に基づいて、 $N_{10} < 5$ の層を軟弱層、 $5 \leq N_{10} < 30$ の層を基盤風化層、 $N_{10} \geq 30$ の層を基盤岩とした¹⁾。測線Aでは台地面から沖積面Iまで、測線Bでは崖錐だけで調査を行った。前者の結果を図2に、後者の結果を図3にそれぞれ示す。

測線Aの台地面(1)では、軟弱層と基盤風化層の厚さが両者を併せて8 mを超える。これらは、周囲の露頭で確認される主に桜島起源の降下テフラと二次シラスや風化シラスに相当するとみられる。頂部斜面(2,3)には、台地面と比べると薄いものの、軟弱層と基盤風化層がともに厚く分布し、併せて4 mを超える箇所もある。地点3付近で表層1 mを観察したところ、厚い降下テフラと二次シラスはなく、50 cm程度の表土とその下位の風化シラスを確認できた。急斜面I(4~7)では、軟弱層が0.6 m程度、基盤風化層が0.7 m程度の厚さを持ち、併せて1 mを超える箇所が多い。下位の急斜面IIと比べると軟弱層と基盤風化層が共にやや厚い傾向を持つ。急斜面II(8~12)では、基盤岩を覆う軟弱層と基盤風化層の厚さは1 m未満であることが多い。地点8は急な傾斜のために、表土層が分布せず基盤岩が露出している。崖錐との接点付近(12)では、上方からの土砂移動により軟弱層と基盤風化層の厚さが1 mを超える。測線Aの崖錐(13~19)は、軟弱層と基盤風化層を併せて8 mを超える箇所(14,17)があり、上部と末端部でそれぞれ薄くなる。また、崖錐上部では基盤風化層が、崖錐下部では軟弱層がそれぞれ厚くなる傾向を持つ。つまり、

崖錐堆積物は、河川による侵食を受けたとみられる末端部を除けば、斜面下方に向かうにつれて徐々に厚くなるとみられる。測線 B の崖錐 (22 ~ 27) でも、測線 A と同様の傾向を持つことが明らかとなった。沖積面 I (21) では、軟弱層と基盤風化層を併せた厚さが 5.2 m であった。

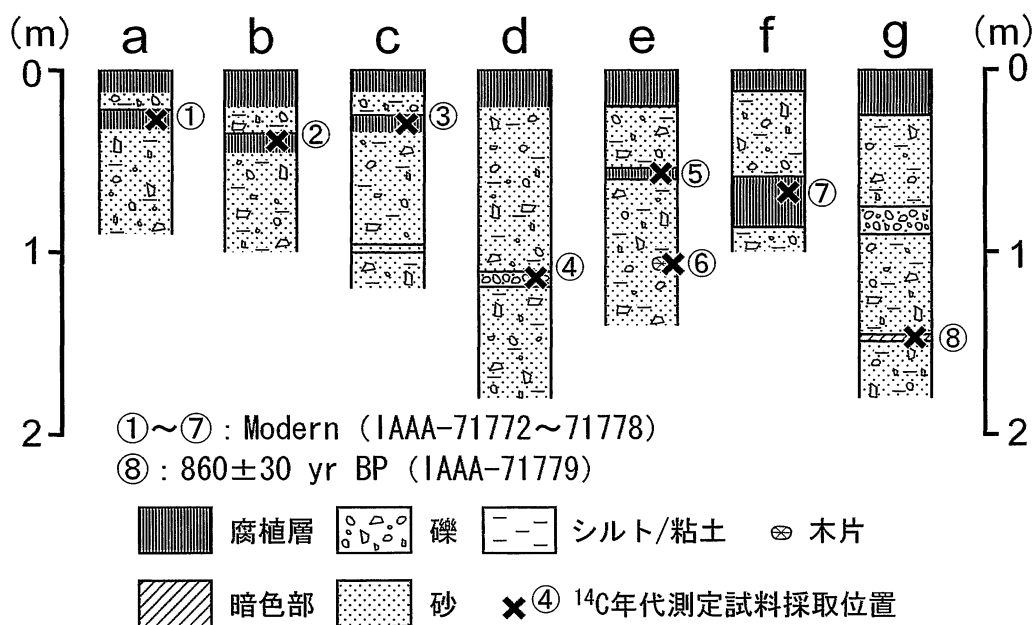


図4 地質柱状図と放射性炭素年代値
 ピットの位置は図2および図3を参照

3. 3. 崖錐堆積物の観察結果と ¹⁴C 年代

掘削した7つの試坑で、崖錐堆積物の上部1~2m程度を観察した(図4)。崖錐堆積物は、黄褐色~褐色の礫混じり砂質ロームを主体とする。含まれる礫は平均粒径1~3cm, 最大粒径20cm程度の白色の軽石が主で、安山岩などが含まれることも多い。亜角礫を主体とする礫は基質保持であり、淘汰は非常に悪い。崖錐上部(a~c, e, f)では、黒褐色を呈する埋没腐植層が1層確認できた。崖錐下部(d, g)では、明瞭な埋没腐植層はなく、軽石を主体とする礫層が観察された。地点gでは、礫層の下位に炭化木片を含む暗褐色の暗色部が認められた。

埋没腐植層(①~③, ⑤, ⑦)の¹⁴C年代は全てModern(IAAA-71772~71774, 71776, 71778)であった(図4)。また、礫層中の炭化木片(④)と崖錐堆積物中に含まれる木片(⑥)の¹⁴C年代もModern(IAAA-71775, 71777)であった。崖錐堆積物中の暗色部に含まれる炭化木片(⑧)の¹⁴C年代は860±30 yr BP(IAAA-71779)であり、CALIB 5.0.2(Reimer *et al.*, 2004)を用いて暦年較正した値は790~730 cal BP(1σ)であった。

4. 考察

前章で述べた結果に基づいて、調査地において発生した斜面崩壊の形態とその発生時期について考察する。崖錐堆積物の主な構成層である礫まじり砂質ロームは、淘汰が非常に悪く、礫が基質保持であることから、背後斜面の崩壊土砂であると判断される。さらに、崖錐堆積物中の腐植層は、崖錐の地表面に植生が繁茂していたことを示唆することから、崖錐が相対的に安定していたことを示す。したがって、腐植層によって区分される礫まじり砂質ロームの数は、背後斜面の崩壊数を示し、腐植層の年代は、それを覆う崩壊土砂が供給された時期、すなわち斜面崩壊の発生時期を示すと考えられる。崖錐上部（a～c, e, f；図2, 3）では、崖錐堆積物中に腐植層が1層確認され、それらの¹⁴C年代は全て Modern であることから、各測線上の背後斜面において崩壊が過去約50年間に最低1回発生したと判断される。測線Bの急斜面Ⅱには明瞭な崩壊跡が存在し、そこに生育している先駆侵入植物であるクロマツの樹齢は約20年であったことから、約20年前に崩壊が起きたと考えられ、前述の判断を裏付ける。また、測線Aの急斜面Ⅰに生育するスダジイの樹齢は約20年、急斜面Ⅱに生育するヤブツバキの樹齢は約10年であった。地質は花崗閃緑岩であり調査地とは異なるものの、鹿児島県北西部の紫尾山において、スダジイやヤブツバキなどの後継樹種がクロマツなどの先駆樹種から約15-20年遅れて崩壊地に侵入することが報告されている（下川, 1983）。この事例を本調査地に適用すると、急斜面Ⅰでは約35-40年前に、急斜面Ⅱでは約25-30年前に崩壊が発生したと考えられ、前述した判断と調和的である。埋没腐植層で区分される崩壊土砂の厚さはおおむね50 cm以下と薄く比較的土量が少ないと推定されることや、斜面中腹部における表層滑落型崩壊の実質的な発生間隔が80年程度とされる（下川ほか, 1989）ことも併せて考えると、崖錐上部に記録された崩壊は急斜面Ⅰおよび急斜面Ⅱで生じた表層滑落型崩壊であるとみられる。なお、急斜面Ⅰと急斜面Ⅱでは、前述した植生の樹齢の違いと共に、前者は後者と比べて土層が厚いことや後者の傾斜がより急であることから、後者の崩壊発生周期がより短い可能性がある。

崖錐下部（d, g）では、明瞭な埋没腐植層は確認できず、暗褐色を呈する暗色部と、軽石を主体とする礫層が観察された。近年における崩壊土砂の堆積域では、崩壊土砂堆積後の降雨時に発生した地表流によって堆積したとみられる軽石礫が地表面に多く観察されることから、礫層は暗色部と共に過去の崩壊土砂を区別する鍵層になると判断した。地点dの礫層中に含まれる炭化木片の¹⁴C年代は Modern、地点gで観察された暗色部に含まれる炭化木片の年代は790～730 cal BP（1σ）であることから、崖錐下部まで多くの土砂が到達する崩壊は過去約50年間と約760 cal BPにそれぞれ発生したと考えられる。しかし、前者については、崖錐上部に記録された崩壊と同じである可能性もあるものの、人工的な整地の状況が未だに保存されていることから、1 m程度の厚い土砂が堆積するような崩壊が過去約50年間に発生したとは考えにくく、礫層の¹⁴C年代は現代炭素の汚染の影響を受けた可能性が高いとみられる。そこで、崖錐下部に記録された崩壊は、過去約800年間に2回、つまり約400年間に1回発生したと仮定すると、下川ほか（1989）

が指摘した表層落下型崩壊の発生周期(504年)と比べてやや短いものの、大きな差は無い。また、前述したように急斜面Ⅰおよび急斜面Ⅱで発生した表層滑落型崩壊による土砂の大部分は崖錐上部にとどまるとみられることから、崖錐下部まで多くの土砂が到達する崩壊は、比較的規模の大きい(土砂量の多い)崩壊であることが予想される。これらのことから、崖錐下部まで多くの土砂が到達する崩壊については、表土層の薄い急斜面Ⅰおよび急斜面Ⅱにおいて崩壊面積の広い表層滑落型崩壊が発生したと考えるよりも、頂部斜面において厚さ数 m の軟弱層および基盤風化層が落下する表層落下型崩壊が、急斜面Ⅰおよび急斜面Ⅱの表層滑落型崩壊と同時に発生したと考える方が妥当であろう。また、上記の崩壊発生時には、崖錐上部も同時に崩壊する可能性が高く、その土砂も堆積していると推定される。この推定は、崖錐上部では崖錐堆積物の上部において埋没腐植層を複数確認できないこと、崖錐堆積物全体の分布が斜面下方へ向かって徐々に厚くなることと矛盾しない。

5. まとめ

本研究の結果は以下のようにまとめられる。1) 調査地周辺の斜面は、上位から順に、頂部斜面、急斜面Ⅰ、急斜面Ⅱ、および崖錐に区分される。2) 急斜面Ⅰと急斜面Ⅱの境界は、入戸火砕流堆積物と垂水火砕流堆積物の境界に一致し、急斜面Ⅰの構成層は前者、急斜面Ⅱの構成層は後者である。3) 崖錐上部には急斜面Ⅰおよび急斜面Ⅱの表層滑落型崩壊の記録が、崖錐下部には前者に加えて頂部斜面の表層落下型崩壊の記録が、それぞれ保存されていると推定される。4) 表層滑落型崩壊は過去約50年間に1回、表層落下型崩壊は過去800年間に2回発生したと推定され、従来指摘されている発生周期と調和的である。

謝辞

鹿児島大学教育学部社会専修の川越一樹氏、佐伯直史氏、小山貴弘氏、志垣太朗氏、福崎章仁氏には、現地調査を手伝っていただきました。ここに記して感謝いたします。本研究には、平成18年度福武学術文化振興財団歴史学・地理学研究助成金(研究代表者:伊藤晶文)を使用した。本稿は、2008年度東北地理学会春季学術大会にて発表した内容を加筆修正したものである。

注

1) 実際には、一度 $N_{10} \geq 5$ の値を示した深度よりも深い箇所では $N_{10} < 5$ の値を示すことがある。その場合は、再び $N_{10} < 5$ の層が出現する深度までに $N_{10} \geq 10$ の層が20 cm以上ある場合は無視し、ない場合には再び出現した深度までを軟弱層と判断した。

文献

- 下川悦郎(1983):崩壊地の植生回復過程. 林業技術, 496, 23-26.
下川悦郎・地頭蘭 隆・高野 茂(1989):しらす台地周辺斜面における崩壊の周期性と発生場の予測. 地形, 10,

267-284.

谷口義信・内田太郎・大村 寛・落合博貴・海堀正博・久保田哲也・笹原克夫・地頭蘭 隆・清水 収・下川悦郎・寺田秀樹・寺本行芳・日浦啓全・吉田真也 (2005) : 2005 年 9 月台風 14 号による土砂災害. 砂防学会誌, **58**-4, 46-53.

福島大輔・小林哲夫 (2000) : 大隅降下軽石に伴う垂水火砕流の発生・堆積様式. 火山, **45**, 225-240.

森脇 広・町田 洋・初見祐一・松島義章 (1986) : 鹿児島湾北岸におけるマグマ水蒸気噴火とこれに影響を与えた縄文海進. 地学雑誌, **95**, 94-113.

森脇 広・松島義章・町田 洋・岩井雅夫・新井房夫・藤原 治 (2002) : 鹿児島湾北西岸平野における縄文海進最盛期以降の地形発達. 第四紀研究, **41**, 253-268.

吉永秀一郎・西城 潔・小岩直人 (1989) : 崖錐の成長からみた完新世における山地斜面の削剥特性. 地形, **10**, 179-193.

Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C.E. (2004) : IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, **46**, 1029-1058.