

日高地方海岸段丘地帯における斜面崩壊の研究

—— 火山灰を指標にした崩壊発生頻度の検討 ——

柳井清治* 薄井五郎* 成田俊司* 清水一*

Study of the frequency of slope failure using volcanic ash
as a time indicator in Hidaka coastal terrace region

Seiji YANAI, Goro USUI, Toshiji NARITA
and Hajime SHIMIZU

抄 録

崩壊発生の地域的、時間的特性を明らかにするため、火山灰層（Us-c, Ta-b 層）を用いて、崩壊地の履歴調査を行った。調査地域は、日高支庁管内門別町で、1981年8月に集中豪雨により段丘斜面、開折谷内に多くの崩壊と泥流が発生している。

火山灰調査の結果から、段丘斜面は過去の崩壊地の集合体であり、1981年崩壊地の2/3は、火山灰層の存在しない斜面およびその周辺に発生したことがわかった。また、崖錐、扇状地の断面観察から、堆積物中に火山灰層が挟まれており、その上位に1枚以上の泥流堆積物が載る場合が全体の3/4を占め、とくに2～3枚が最も多い。

以上のことから、崩壊発生の地域的特性として、特定流域に繰り返し集中して発生する傾向があり、その発生時間頻度として100～150年に1回程度の割合で発生する場合が多いと推定された。

はじめに

1981年8月に発生した日高豪雨災害後、筆者らはこれまで崩壊と植生の関係、とくに根系の崩壊防止機能について検討を行ってきた。この結果、根系の基盤に対する杭作用はほとんど見られず、土壌の緊縛力についても一定以上の降雨があった場合は限界があることが明らかになった（薄井ら 1983）。

他方、こうした斜面崩壊は、地形が開析されてゆく過程の中で必然的に発生する現象と見ることができる（武居ら 1980）。したがって、崩壊発生の地域的、時間的特性を明らかにすることは、崩壊危険地帯の予測を行う上できわめて重要である。この観点から、筆者らは日高地域の予防治山に関する基礎的資料を得るため1981年被災地域において、崩壊発生地域の分析とその歴史性を明らかにしようと考えた。

謝辞；本研究を行うにあたり、調査に様々な便宜をはかっていただいた林務部治山課、日高支庁林務課治山係、門別町農林課の各位に深謝する。

*北海道立林業試験場 Hokkaido Forest Experiment Station, Bibai, Hokkaido, 079-01

[北海道林業試験場研究報告 第22号 昭和59年12月, Bulletin of the Hokkaido Forest Experiment Station, No.22. December, 1984]

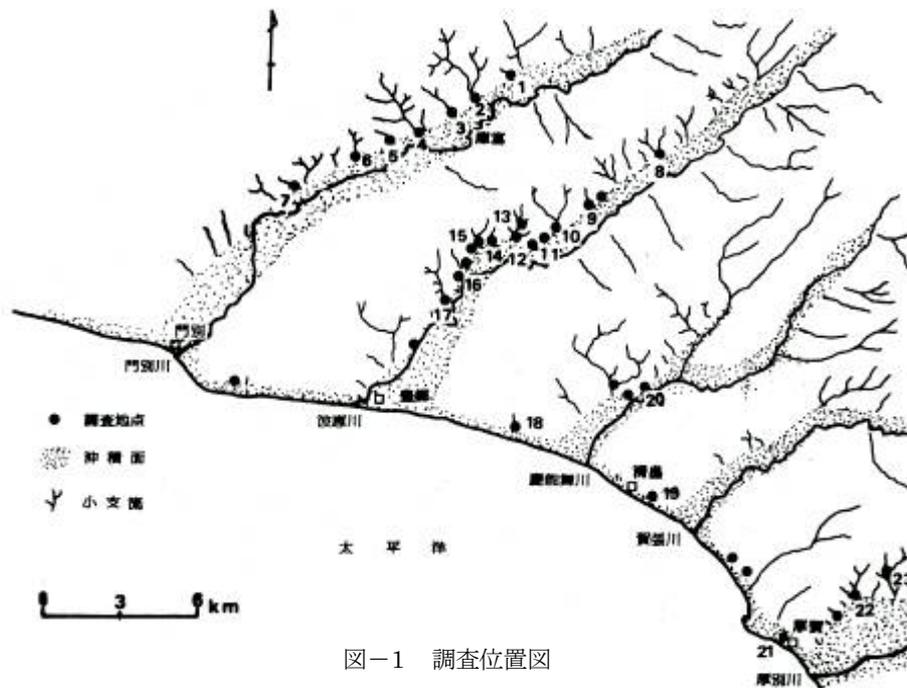


図-1 調査位置図

調査地概要

調査地域は、日高支庁管内沙流郡門別町、門別川、波恵川、慶能舞川、賀張川および厚別川に至る5流域、長さ20km、幅10kmにわたる海岸段丘地帯である(図-1)。基盤地質は、大部分、新第3系鮮新統厚賀層に属する礫岩、砂岩、凝灰質に泥岩からなる(山口 1958)。地質構造は、NW-S Eの方向性に支配され、日高帯の地質構造と一致する。地形は、海岸段丘面が4面、河岸段丘面が2面認められ、海岸線に沿って広く分布している(山口 1958)。また、段丘地形は新冠~静内間を中心とした降起運動の影響を受け(阪口 1959)、東側が相対的に高く西側が低い、傾動地塊をなしている。このため段丘東側の斜面は急峻でV字谷が発達するに対し、西側では緩斜面と河岸段丘が分布し、河川をはさんで対照的な地形が形成されている。

1981年8月豪雨災害については、すでにいくつかの報告がなされている(北海道 1982, 小野寺 1982, 真島ら 1982)。降雨量は、日雨量292mm、最大時間雨量47mm、20mm以上の降雨が9時間連続し、この降雨は当地域測候所開所以来の集中豪雨であった。この結果、海岸部の段丘崖斜面、および内陸部のV字谷内に多くの斜面崩壊が発生した。崩壊のほとんどは、基盤の上に載った薄い表土が剥落する表層剥離型の崩壊で、これが水を含んで泥流化し、住居を埋塞した。これら崩壊と泥流の多発した5河川右岸側の開析谷、および沿岸の段丘崖を1単位として調査を行った。

調査方法

従来、斜面崩壊、地沁りを知る指標として樹木の年輪、空中写真などが用いられている(安養寺 1976, 東 1979)が、いずれも数十年程度の時間スケールにとどまっている。斜面崩壊の場合はさらに大きな時間スケールの中でとらえる必要がある。この点で、調査地域に完新世の火山灰が多く分布していることから、これが有効な時間的指標として使えると考えた。これまで、火山灰層を用いた崩壊調査の例として、遠藤、鶴田(1963)、阿部ら(1981)があるが、一般的な傾向を見るには、多くの事例が必要であろう。具体的な調査は以下の3つに分かれる。

i) 斜面調査; 1981年崩壊地について、火山灰の残存状況、周辺部の堆積状況を調べることにより、崩壊以前の火山灰分布を判定する。

ii) 崖錐，扇状地調査；小支流の扇状面，崖錐の土砂の堆積形態と構成物を調査し，火山灰降下以降の泥流発生を判定する。

iii) 上記以外の方法；過去の空中写真による崩壊の判読と，1981年の崩壊との対比，崩壊地に生育する木本の樹齢調査などである。

鍵層として指標した火山灰は，図-2に示すように有珠山起源 Us-c 層（一部 Us-b と呼ばれる。1663年噴出），樽前山起源 Ta-b 層（1667年噴出），Ta-c 層（約3000年前噴出）などである。Ta-b, Us-c 層は白色～黄褐色の粗粒火山灰で，ほとんど同一層として堆積し，両者合わせて20～30cmの厚さである。Ta-c 層は黒ボク化し，Us-c 直下に分布する（北農試 1982，北海道火山灰命名委員会 1982）。

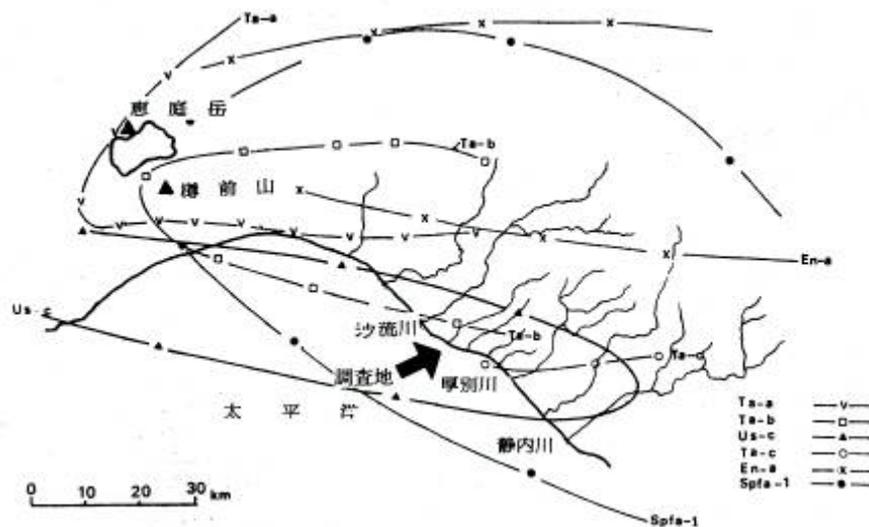


図-2 日高地方における火山灰の分布（火山灰命名委員会 1982を改変）

斜面上の火山灰分布

5流域中，最も著しい崩壊の発生した波恵川流域において，以下の調査を行った。

1) 微地形と火山灰分布： 溪岸斜面について，微地形と火山灰分布の関係を図-3に示いた。斜面は長さ150m，平均斜度30°であるが，上部は尾根状で緩らかであり，下部は急峻になる。また，斜面中腹には，遷急線が2箇所存在する。土層断面を観察すると，下部Plot 1～3は，表土層が30cm前後の腐植と基岩の風化物によって構成される。遷急線上部Plot 4～6では，土層深が70～120cmとなり，Ta-b, Us-cとその下部に厚い風化土層が存在している。とくにPlot 6では，Us-cの下位にTa-c起源と見られる黒ボク層が認められる。このことから，Plot 3以下の斜面では，Us-c, Ta-b 以降，斜面崩壊が発生し，表土および火山灰層が流失したもので，遷急線はその時の滑落崖と推定される。逆に尾根部は非常に安定であり，長い間土砂移動の影響を受けていない。

2) 谷地形と火山灰の分布： 開析谷の地形と火山灰の分布について，Loc. 9の例を図-4に示す。この流域は流路長500m，流域面積4.8haと比較的小さいが，1981年豪雨には，大小合わせて25箇の斜面崩壊が発生している。崩壊の大部分は溪流の側刻による溪岸崩壊が多いが，発生部位は上流部に集中している。

これらの崩壊地の周辺には，遷急線によって区切られる過去の崩壊地と見られる凹地形が数多く分

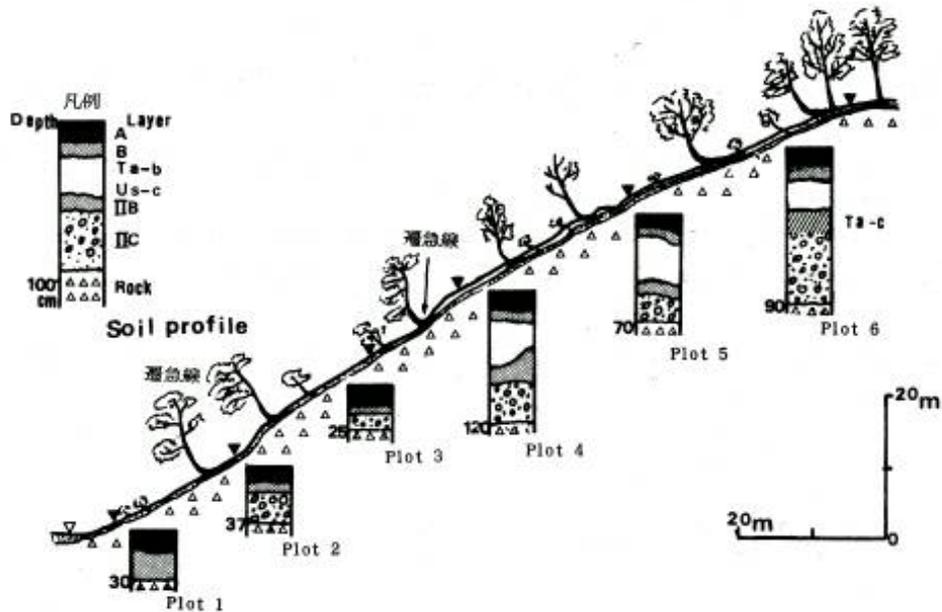


図-3 斜面上の火山灰分布 (Loc, 9)

布している。この凹地は、火山灰層の分布により、以下の3つに大別される。

A : Us-c, Ta-b の存在しない斜面

B : Us-c, Ta-b の存在する斜面

C : Us-c, Ta-b の他, Ta-c と見られる黒ボク層の分布する斜面

Aは傾斜の急な谷頭部に多く分布し、Cは現水面とは異なった高い位置にあることから、浸食基準面が高い時期に形成された化石地形と見られる。Bは両者の中間に位置する。

1981年崩壊では、この流域において、A斜面に発生したものが6箇所、B斜面内に4箇所、A、B両方にわたって発生したものが14箇所、さらにCに1箇所となっている。したがって、崩壊の大部分はUs-c, Ta-b 降下以降に発生した崩壊地における反復ないし、その拡大である。また、斜面型により、崩壊形態もかなり異なり、A斜面内では平滑な板状斜面が、A-Bでは上部がスプーンカット、下部が板状、Bでは耕したようなルーズな深い崩壊面、そしてCではBとほぼ同様な形態だが、さらに黒ボク層が残丘上に分布するなどの特徴がみられる。

3) 波恵川流域における斜面上の火山灰分布 :

2で述べた斜面型と崩壊の関係区分に従って、波恵川流域 Loc, 9-17 までの流域斜面を調査分類し、表-1に示した。なお調査地域の凹面斜面のほとんどに崩壊が発生している(柳井ほか, 1983)。



図-4 開折谷内の火山灰と崩壊地の分布

表-1 波恵川流域斜面の火山灰分布

斜面型 流域	A	A-B	B	C	Total
9	1	2	2	2	7
11	6	14	4	1	25
12	4	5	4		13
13	44	37	20	8	109
14	2	15	2		19
15	6	5	9	18	38
16	9	1	4	2	16
17	14	19	4	12	49
Total	86	98	49	43	276

調査総数 276 個の中で、A および A-B が各々 1/3 を占め、B、C が残り 1/3 を占める。このことは、全崩壊面の 2/3 は、Us-c、Ta-b 降下以降 300 年間に崩壊が発生した斜面で、1981 年に再び崩壊が発生したことを示している。次に、開析谷ごとに見れば、Loc, 13, 14, 17 では、A および A-B 斜面に崩壊が多いのに対し、Loc, 15 では C 斜面に多発する傾向があり、各流域ごとにその傾向はかなり異なる。したがって、開析谷内の斜面崩壊型は、その流域の特性と強い関係があると考えられる。

4) 空中写真による崩壊斜面の判読： 調査地域における最も新しい災害記録として、1921 年 8 月 庫富地区を襲った集中豪雨があげられる（門別町 1961）。一方、空中写真で最も古いものとして、1947 年に撮影された米軍空中写真があり、これを用いて、1921 年時の崩壊分布を調べ、1981 年崩壊地と比較した。

図-5-1 に、1947 年時における庫富地区の崩壊地の分布を示した。崩壊後 20 年を経た時点でも、崩壊発生斜面は明瞭に確認できる。清水ら（1983）は、崩壊後植生が定着するのに 10~15 年を要すると報告しており、当時はあまり植生が侵大していなかったと思われる。崩壊の主な部分は、Loc. 2, 3, 4, 5, 6 などの枝沢、谷頭部に巨大な崩壊が発生している。つぎに、1981 年崩壊後撮影された図-5-2 との比較をすると、規模的には 1981 年の方がはるかに小さい。この差は「1921 年の時は 1981 年豪雨とは比較にならない程の強い雨だった。」という住民の話からも裏付けられる。しかし、主な崩壊の分布は Loc. 2, 3, 5, 6 で、とくに枝沢・谷頭部に集中している。この発生地点は、1921 年崩壊と全く同じである。このことから、崩壊地域は過去の崩壊斜面と同一な場合が多く、崩壊後 60 年程度の時間が経過すれば、再び崩壊が発生する条件ができると考えられる。

- A : Ta-b, Us-c を欠く土層の崩壊
- A-B : A から B に拡大崩壊
- B : Ta-b, Us-c の存在する土層の崩壊
- C : Ta-b, Us-c および Ta-c の存在する斜面の崩壊

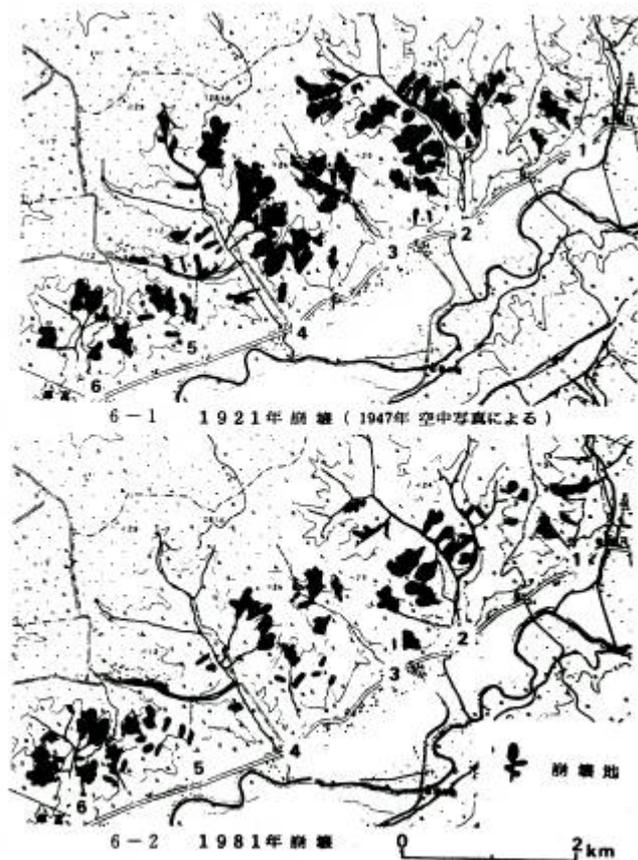


図-5 庫富地区における崩壊発生と比較

崖錐，扇状地の埋没火山灰層

1981年災害後、被災地に数多く施行された治山ダム工事の床掘穴において、堆積物の断面観察を行った。

1) 崖錐：清島地区では、比高 40m、平均斜度 30° の段丘崖斜面の中腹に、高さ 30m、長さ 500m にわたって連続的に崩壊が発生した図-6 は崩壊地の分布と、崖錐地形の縦断面を示したものである。崖錐地形は、基盤の地形によって異なり、ライン I では、基岩が斜面下部で急峻なためこの部分を埋積する形で、極端に厚い崖錐地形、ライン II では基岩に沿って連続的に厚さを増す崖錐地形が形成されている。両ラインとも、崩壊が発生した中腹では砂礫が 30 cm と厚さが極めて薄くなり、これが崩壊時の弱線となったものとみられる。また崖錐中には砂礫の明瞭な層理が認められ、この層理に沿って Us-b、Ta-b の火山灰層が挟まれている。この火山灰層は、斜面上部において、直接基岩と接し、消滅する。

Us-c、Ta-b が堆積した地形は、これが降下した時点における崖錐地形を示しており、これより上位の砂礫は Ua-b 降下以降に生産され堆積したものである。降下した当時、崖錐地形は現在よりはるかに小さく、かつ火山灰層が基盤と直接接することから、上部に大きな裸地が存在し、この裸地から砂礫が供給され、現在の崖錐を形成したものと見られる。さらに、斜面上に生育していたカシワの樹齢が 100 年生前後が多く、最高 155 年生であった。このことから、現地地形面が形成され、安定して植生が侵入したのは、最低 100~150 年以上と推定された。

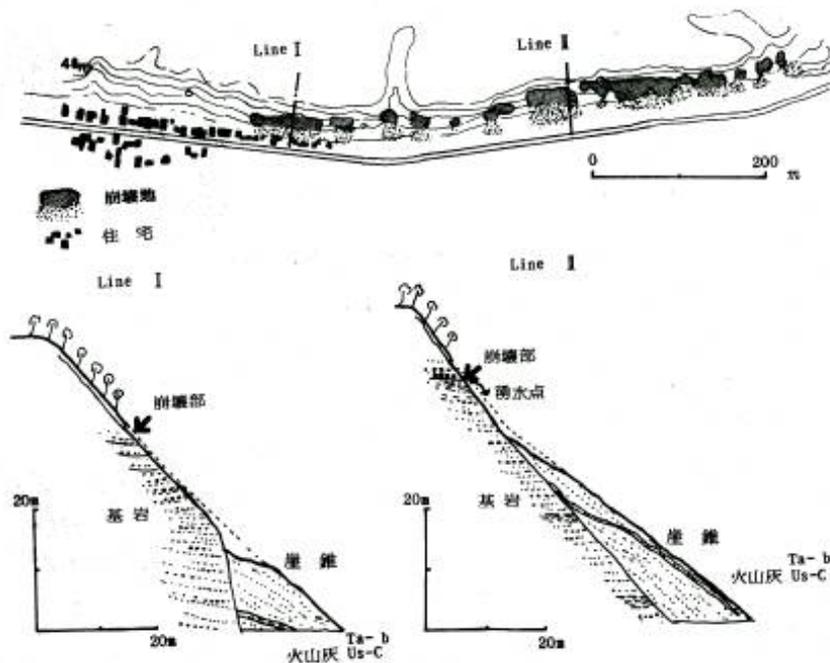


図-6 清島地区段丘崖の崩壊 (Loc. 20)

2) 扇状地：図-7 は、Loc. 11 の扇状地面に掘削されたトレンチの土層断面を示したものである。扇状地の大きさは、扇面長 90m、勾配 5° で、1981 年には上部の溪流内斜面に拡散、堆積した。土層面の観察から、堆積物は小礫~中礫まじりの砂、シルト、泥炭、流木、火山灰からなる。また、明瞭な層理が見られ、流水の影響を大きく受けていると判断される。この中で、表土が安定したことを示す腐植

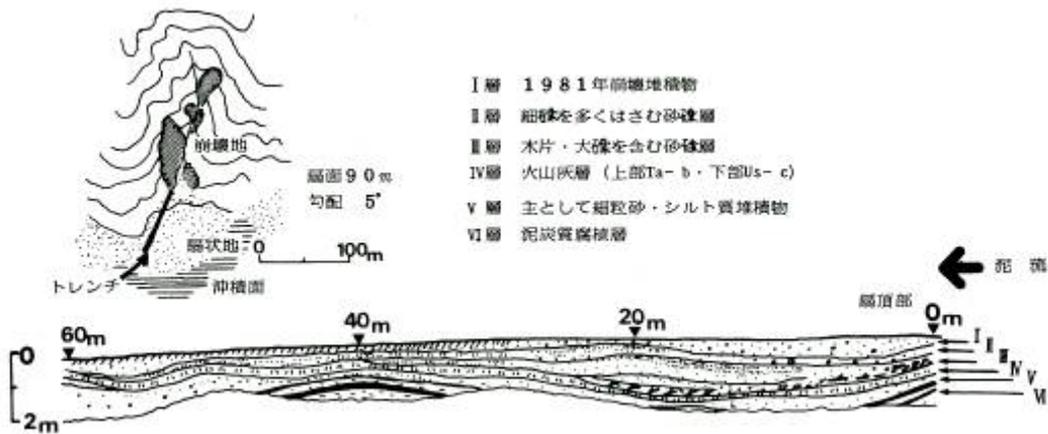


図-7 扇状地の内部構造 (Loc. 11)

層により、堆積層を I ~ VI に区分した。I 層は 1981 年の泥流堆積物と見られ、腐植層が存在しない。また IV 層目に Us-c, Ta-b からなる白色粗粒火山灰層が断面内で連続して追跡される。そして、II, III 層は火山灰降下以降、1981 年崩壊までの間に発生した泥流堆積物と見られる。したがって、この流域では、Us-c, Ta-b 以降、約 300 年間に 3 回程度の泥流発生があったと判定される。

3) 堆積形態の分類：同様な方法で、各流域における崖錐、扇状地の断面調査を行い、その代表的なものを図-8 で示した。堆積物は Loc. 11 と同様に、砂礫、腐植、火山灰、黒ボク、シルトなどからなり、層理が明瞭な場合が多い。火山灰層 (Us-c, Ta-い) は全ての断面で認められ、これを鍵層にして各地点の堆積形態を比較した。堆積形態は、図-9 に示すように、以下の 2 つに分類される。

Active type ; Loc. 8, 11 などに見られるように、火山灰層が地中 1 m 以下に埋没しており、その上部に数枚の泥流堆積物が存在する。

Dormant type ; Loc. 20, 21 にみられるように、火山灰層が表層近くに分布し、その下部に Ta-c 起源と見られる黒ボク層が厚く発達する。

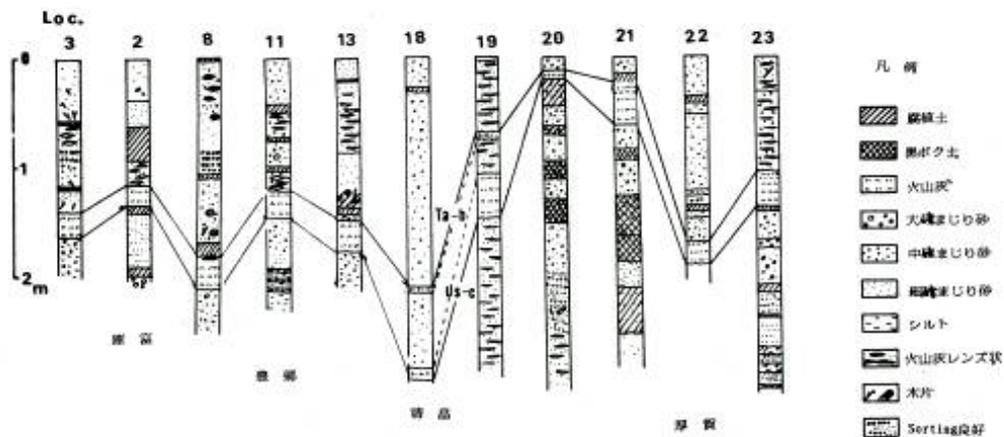


図-8 崖錐・扇状地の堆積柱状図

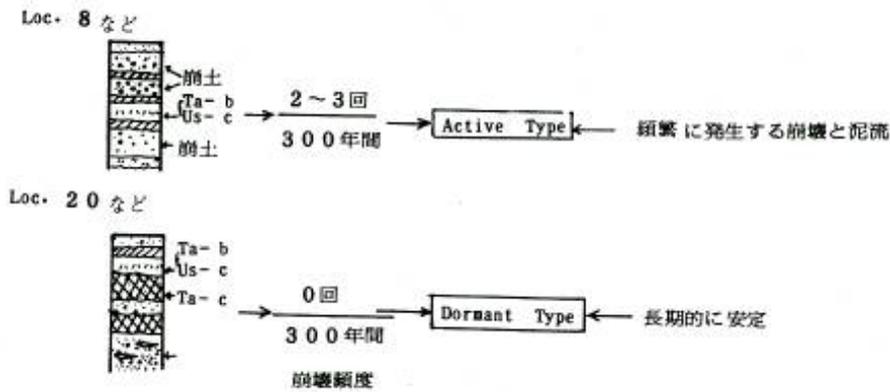


図-9 堆積形態の分類

Active タイプは Loc. 20, 21 を除く他の全ての地点でみられ、Us-c, Ta-b 降下以降 1 回以上の泥流発生があったと見られる。相対的に上流からの土砂供給が多く、侵食の活発な地域である。一方、Dormant タイプは Us-c, Ta-b など約 300 年前の火山灰層と、Ta-c など約 3000 年前の火山灰が近接して堆積していることから、砂礫の供給、移動が少なく、長期間きわめて安定していたと考えられる。

4) 300 年間の泥流発生頻度：図-10 は調査全体で、Us-c, Ta-b 降下以降、1981 年崩壊までの 300 年間に発生した泥流回数と頻度を示したものである。調査総数 40 箇所中、0 回が 10 箇所、1~2 回が 13 箇所、3~4 回が 4 箇所となっている。最も発生回数の多い 4 回を、単純に計算すると 60 年に 1 回程度の割合で発生することになる。また全体の 2/3 を占める 1~2 回の場合は、ほぼ 100~150 年に 1 回程度の割合である。また、堆積構造との関連で見れば、1 回以上は Active タイプ、0 回が Dormant タイプにほぼ対応する。したがって、全調査地の中で、3/4 が Active タイプに分類され、その大部分は 100~150 年に 1 回程度の割合で泥流が発生している。さらに残り 1/4 は、Dormant タイプであり、300 年以上安定だった斜面および流域が、1981 年に突如として崩れたのである。

崩壊発生の地域的・時間的特性

以上のことから、1981 年日高豪雨について崩壊発生の地域的、時間的特性を考察する。1981 年崩壊斜面の調査から、その 2/3 は A, A-B 型斜面に属しており、300 年間に 1 回以上崩壊の発生した斜面であることがわかった。また、庫富地区における空中写真の判読により、1981 年崩壊は 1921 年崩壊と同じ斜面に発生する傾向が見られた。これらのこと

により、斜面については、過去 300 年間に崩壊した斜面が再び崩壊する可能性が大きいことが明らかになった。次に、崖錐、扇状地の断面観察から、堆積形態は、Active, Dormant の 2 タイプに区分され、前者の多くは 300 年間に 1~2 回程度の泥流発生があった。このことは、斜面の場合と同じく、開析谷においても崩壊から泥流に至る過程が同一流域に繰り返す反復性があるといえよう。

上記 2 つの点は、従来一度崩壊があった場合、400~500 年程度は安定するといった崩壊の免疫性（小出、1972）とは異なり、時間的頻度をはるかに短かく、同じ場所に繰り返して発生する反復性を示すものと言える。その異なる理由として基岩が風化され易い鮮新統の柔かい砂岩であること、段丘地

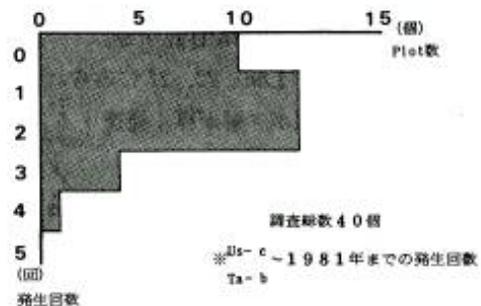


図-10 300 年間の泥流発生回数

形で浸食が集中的に作用するなどこの地域の特殊性によると考えられる。この反復性は、今後の崩壊予測を行う上で重要なことである。他の地域においても、過去に崩壊・泥流が頻発した斜面、流域を調べることにより、今後の崩壊地域、時間的頻度を予測できると考えられる。

一方、非常に稀な崩壊を起すC型斜面や Dormant タイプについては、これの占める割合は1/4以下で大きくはない。しかし、長期間安定していたものが、いかなる理由で崩れたかが問題となる。これについては、1981年の降雨が数百年来の強いものであった。人為的な土地改変の影響、とくに上流集水形の変化、樹木の伐採と牧草地化などによる浸透能の変化などが考えられるが、今後さらに詳しい検討を行ってゆく必要がある。

文 献

- 阿部和時, 遠藤泰造, 真島征夫, 北原 曜 1981 火山灰を指標とした 580 年間の崩壊発生について
日林北支講 30 ; 277-279
- 安養寺信夫, 小野寺弘道 1976 空中写真による崩壊地の推移に関する研究 日林北支講 25 ; 90-93
- 遠藤泰造, 鶴田武雄 1963 火山噴出物をデータとした 350 余年間の山崩に関する量的研究 林試北支
場年報 ; 261-282
- 東 三 郎 1979 地表変動論 北大図書刊行会
- 北海道火山灰命名委員会 1982 北海道の火山灰 22 p
- 北海道農業試験場 1982 北海道農業試験場土壌調査報告 27 177 p
- 北海道林務部治山課 1982 日高地域の山地災害及び治山計画調査報告書 108 p
- 小 出 博 1972 山地災害とその発生条件 科学技術庁資源調査所資料 40 p
- 真島征夫, 遠藤泰造, 北原 曜, 阿部和時 1981 昭和 56 年 8 月 5 日豪雨による日高門別地区の斜面
崩壊について 日林北支講 30 283-286
- 門 別 町 1961 門別町史 441 p
- 小野寺弘道 1983 豪雨による斜面崩壊と林地保全に関する研究 北大農演報 40-1 ; 30-264
- 阪 口 豊 1958 北海道の新しい地質時代の地殻運動 地理学評論 32-8 ; 401-431
- 清 水 一, 柳井清治, 薄井五郎, 成田俊司 1983 日高地方における海岸段丘斜面の崩壊 (IV) 日林北
支講 32 ; 291-293
- 武居有恒 1980 地すべり, 崩壊土石流-予測と対策 鹿島出版 334 p
- 薄井五郎, 成田俊司, 清 水 一, 柳井清治 1983 日高地方における海岸段丘斜面の植生実態と崩壊 北
海道林試報告 21 ; 75-86
- 山口昇一 1958 五万分の一地質図幅説明書「門別」 20 p
- 柳井清治, 薄井五郎, 成田俊司, 清 水 一 1982 日高地方における海岸段丘の崩壊について (III) 日
林北支講 31 ; 243-245