

図-8 水無川本川流域の火砕流等堆積面と標高計測のために設定した測線。

### 5.4 結果と考察

#### 5.4.1 形分類ごとの標高変化量

地形分類ごとに、隣接2ヶ年の標高変化量の平均値を図-9に示す。誤差の考え方から、標高変化量が±0.8 m以内ならば、無変化と考えることができる。エラーバーは、標高変化量の標準偏差であり、横軸は、表-6に示した地形分類の番号と一致している。

図-9を見ると、有意な変化があると考えられるのは地形分類「1. 溶岩ドーム」であるが、最初の年は標高が減少し、次の年は同じだけ増加しているのは不自然であること、また、「2. 崖錐」と「3. 火砕流堆積面A」も同様の変化の傾向を示しているので、1996年写真の標定に問題がありそうである。また、溶岩ドームは起伏が大きく、平面座標に関する標定誤差に起因して、測点の平面座標が0.2 mずれただけでも標高が大きく異なる。実際、溶岩ドームの47個の測点について地形変化を写真判読で調べたが、当該箇所において、著しい変化は見られなかった。

従って、本研究で設定した測点における標高変化量の変化だけから見ると、火山活動終了後の地形変化は、どの地形分類についてみても、無変化だったといえる。すなわち、従来の研究で指摘されている、火山活動終息に伴う著しい地形変化の停止を裏付けることができた。なお、1996年写真の標定については、佐藤(2004)において、平成新山から半径400 m以内では標定点を選点しないこと、そして、本研究と比較して空中写真のモデル数を10モデル前後と多くして地形変化のほとんど無い地点から標定点を選点することにより、空中三角測量の精度を向上するように努めた。

#### 5.4.2 ガリの地形変化

図-9ではおおまかな標高の変化を捉えたが、表面流出による地形変化の効果を最も受けやすいのは、図-7の地形分類に示したガリと考えられる。そこで、ガリについて、より詳しく地形変化を調べることとした。

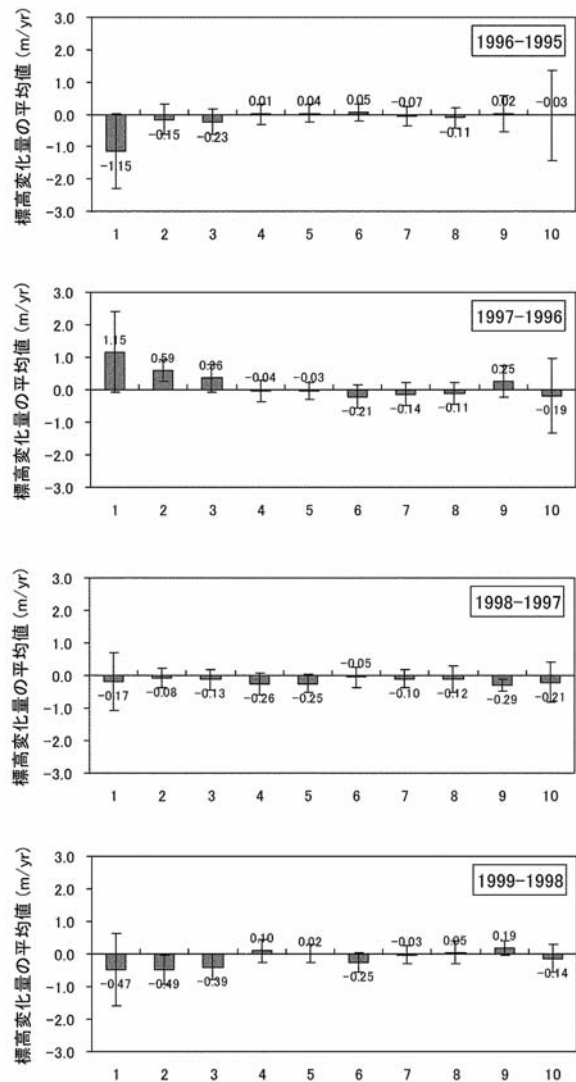


図-9 標高変化量の平均値の経年変化。

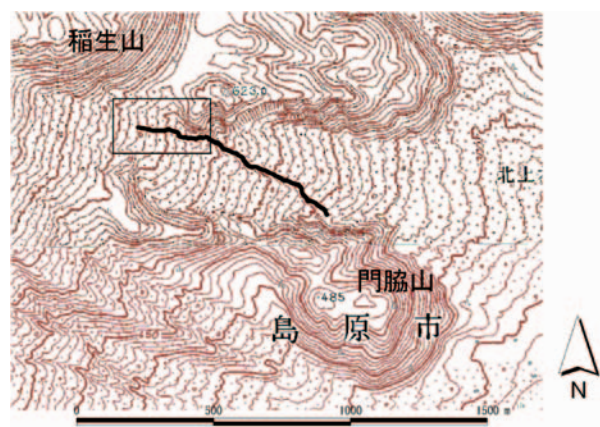


図-10 対象としたガリ（枠内は写真1, 2の範囲）

図-7において、上流の流域面積が大きく、溪岸と溪谷の比高が10 m以上の規模の大きなガリ(図-10)を選んで、標高の測点をより細かく規則的に、すなわち解像度2 mのDEMを計測して標高変化量を調べた。

対象としたガリの溪床幅は10～15 mである。また、上流端の標高は580 m、下流端の標高は375 m、全長は830 mなので、溪床の平均傾斜は13.5°である。このガリの横断形は矩形をなしており、溪岸が各所で崩壊していることを確認した。なお上流端から約240 mの区間は、1996年写真の判読では「3. 火砕流堆積面C」に分類されていたが、1997年写真及びそれ以降の空中写真では「10. ガリ」と分類されており、地形分類に変化があったため、図-7の地形分類図のガリには記載されていない。

空中写真を2倍、すなわち縮尺1/4,000に引き伸ばして1995年写真と1996年写真を比較・判読したところ、対象とするガリは、1996年写真では著しいガリ侵食（上流端から240 mの長さの区間）、そして下流端から590 mの長さの区間の溪床には6ヶ所の砂礫の堆積が確認された。上流端から240 mの長さの区間における、ガリ侵食前後（すなわち1995年写真と1996年写真）の状況を写真-1, 2に示す。写真-1, 2において、番号1, 2を付した箇所は、同じ箇所を示す。また、このガリより上流に位置する、図-7の「3. 火砕流堆積面A」と「4. 火砕流堆積面B」の境界付近（標高600～650 m付近）では、岩屑が集合して流動したが、おそらく表面水流を伴わず、間隙が水で飽和していない不飽和岩屑流で生じたと考えられる、舌状の高まりを判読した。しかし、ガリに土砂を供給するほど大規模では無い。

現地調査によると、このガリは巨礫～中砂からなり泥やシルト分はあまり見られない。そこで、写真判読で見出された溪床の砂礫の堆積は、溪床の平均傾斜と現場の状況から考えると、砂礫が表面水流を伴わず、間隙が水で飽和しているような飽和岩屑流で生じたと推測される。

表-7 ガリのDEM作成に使用した空中写真

時期	写真番号	モデル数	撮影会社
1995年9月18日	0199~0203	4	(株)パスコ
1996年9月14日	5059~5062	3	大成ジオテック(株)
1997年12月4日	8824~8827	3	中日本航空(株)
1998年10月3日	4029~4032	3	(株)パスコ
1999年10月4日	3423~3425	2	第一復建(株)

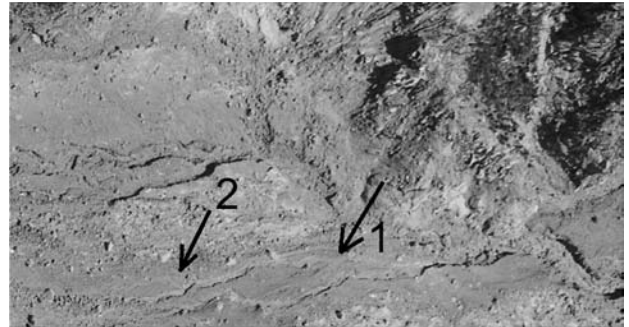


写真-1 1995年写真（ガリ侵食前）

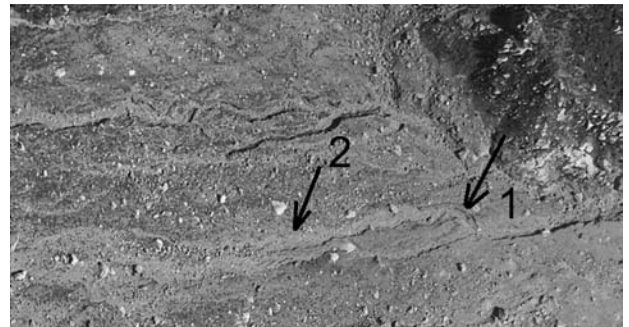


写真-2 1996年写真（ガリ侵食後）

表-7に示した空中写真を使い、ガリのDEMを作成した。ガリのみを対象とするため、表-4と比較して、空中写真のモデル数を少なくし、溶岩ドーム周辺の標定点を使わないようにした。前節「5.3」と同様の方法でオペレータが解析図化機でグリッド点の標高を1点ずつ計測した。得られたDEMや隣接2ヶ年の差分DEMの誤差は、前節「3.」と同様、それぞれ0.6 mと0.8 mと評価した。なお、DEMのグリッド点がたまたま巨礫（平面で2 m×2 m以上）に相当したときは、DEMから計測値を排除した。得られたDEMと写真判読から、ガリの断面において最も標高の低い場所を連ねた線を抽出し、差分DEMを調べた。その経年変化を図-11に示す。また、差分DEMの標高変化量に応じたグリッド数の経年変化を表-8に示す。表-8には、最大値と最小値を併記した。

表-8 グリッド数の経年変化と標高変化量（最大値・最小値）

時期	グリッド数(個)					変化量(m)	
	< -3m	-3 ~ -0.8m	-0.8 ~ 0.8m	0.8 ~ 3m	3m <	最大値	最小値
1996-1995	11	133	276	100	2	3.26	-6.67
1997-1996	0	227	288	7	0	1.22	-2.39
1998-1997	0	9	504	9	0	1.29	-1.09
1999-1997	0	1	496	25	0	1.47	-0.91



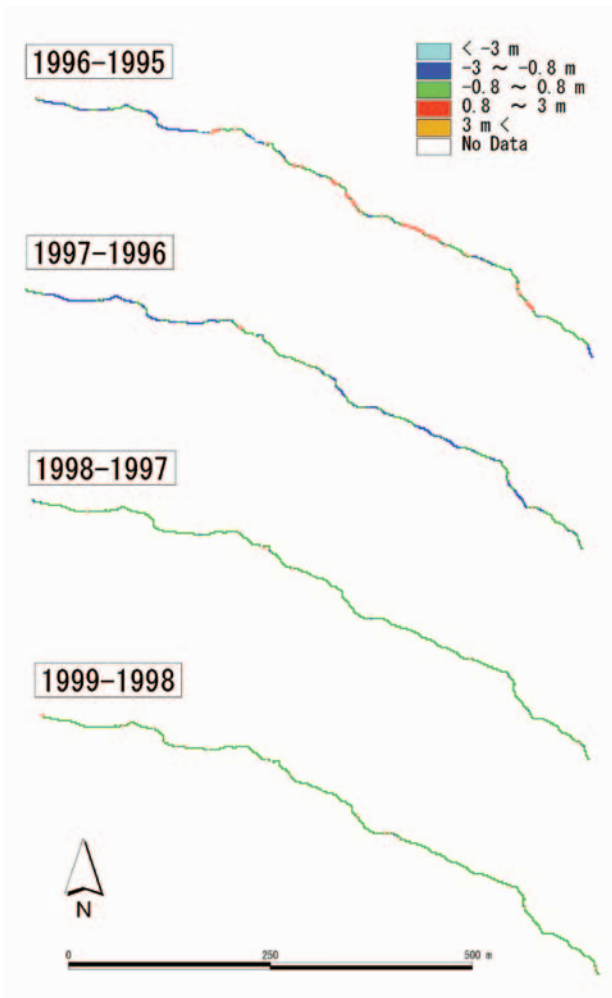


図-11 ガリの標高変化量.

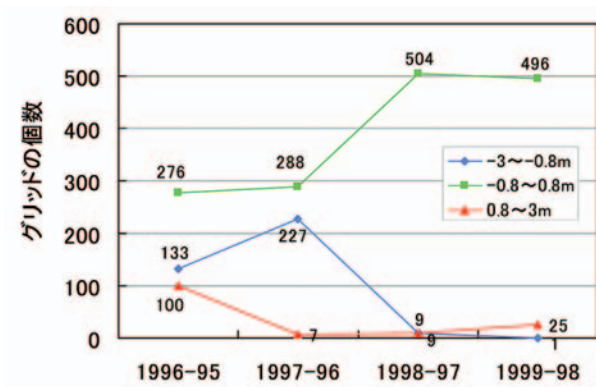


図-12 グリッド数の経年変化.

表-8の結果を基に、カテゴリ -3 ~ -0.8 m, -0.8 ~ 0.8 m, 0.8 ~ 3 m のグリッド数の経年変化をグラフに示したのが図-12である。この結果、差分DEMが -3 ~ -0.8 m を減少グリッド, -0.8 ~ 0.8 m が無変化グリッド, 0.8 ~ 3 m を増加グリッドと呼ぶことにすると、1997年を境に無変化グリッドが2倍弱、増加していることが判った。また、1996年は、増加グリッドと減少グリッドがほぼ同数であるが、1997年になると減少グリッド

のほうが1996年比べて2倍弱、増加していることが判った。さらに、1998年及びそれ以降は、増加グリッド、減少グリッドともにグリッド数が25以下と、無変化グリッドの数と比べて5%以下と極めて減少したことが判った。以上の理由としては、主に、1)1997年ころからの航空緑化の導入による植生の繁茂の効果(例えば、地上部の葉・茎による降雨の遮断等)により表面流出量が低下し、ガリ侵食が急速に抑制された(Yamakosiand-Suwa, 2000)、あるいは、2)火砕流堆積面の表面侵食やガリ侵食によって細粒分が流出し、火砕流堆積面の表面が粗粒化したことによって浸透能が火山活動直後よりも増大し、表面流出量が抑制された(下川, 2000)と説明されている。しかし、2)の要因については、1995年初頭の火山活動終了後もガリ侵食が著しく、細粒分が取り除かれ粗粒化した斜面(すなわちガリの渓床や側壁)の面積が増加した赤松谷流域(寺本, 2003)と比較して、本研究が対象とする水無川本川流域では、少なくともそのような割合の増大は見られておらず、今後、検討を要する。

いずれにしても、ガリ侵食の抑制に対する植生の影響の効果と斜面については、今後とも関係データを充実させて、より吟味する必要がある。

## 6. まとめ

本研究では、DEM陰影図や空中写真からの地形判読、および各時期のDEMの比較を行うことによって、三宅島では、特に爆発的噴火が終息した後3年間のカルデラ内の地形変化を明らかにした。また、雲仙普賢岳では、火山活動終息後の4年間の溶岩ドームや火砕流堆積物の地形変化を明らかにした。

三宅島では、2001年2月時点では、カルデラ壁の脚部は明瞭で、崖錐や沖積錐はほとんど発達していなかったが、2003年9月時点では、カルデラ壁からの崩落堆積物斜面が複数の個所で発達しており、カルデラ壁の開析が進んでいる。しかしカルデラ壁の傾斜は未だ急角度であり、かつ比高が400 mに達する地点もあることから、カルデラ壁の崩壊は今後も続くものと考えられる。

崩落堆積物斜面や2001年2月の時点から存在する岩屑斜面の表面では、有意な標高の変化はほとんど見られなかった。標高の低下が見られるのは、これらの斜面を刻むガリのみである。以上の結果から、カルデラ内の斜面地形変化の主要因は、カルデラ壁の一部崩落と斜面ガリ侵食であると考えられる。

カルデラ容積は、計測期間中に約1,000万m<sup>3</sup>増加していたが、カルデラ形成期の陥没量よりは、変化量ははるかに小さい。主火口と火口跡の領域を除いたカルデラ内の容積は170万m<sup>3</sup>増加していた。ただし計測誤差(高さの誤差が2時期のDEMの標定誤差と等しいと仮定すると約120万m<sup>3</sup>)を考慮すると、本研究で得られた値によって主火口の形成以外の原因でカルデラ容積が増加して

いると直ちに結論することはできない。カルデラ容積が拡大しているとすれば、その原因としては、1) 噴火活動による物質のカルデラ外への放出; 2) カルデラ底の沈降の継続; 3) カルデラを含む山体の収縮・沈降が考えられる。今後、他の観測データによるカルデラ沈降の有無の確認やカルデラ容積増加の原因の検討が必要である。

主火口の形成により失われた土砂の体積は、約 860 万 m<sup>3</sup>であった。主火口の北側には火砕物の堆積斜面が新たに形成されている。しかし、この堆積量は火口の形成によって失われた体積とは釣り合わない。従って、主火口形成によって失われた土砂の大部分は噴出物としてカルデラ外に放出されたか、2000 年 7～9 月のカルデラ形成期と同様に火道内に陥没したものと考えられる。

雲仙普賢岳の水無川本川流域では、計測した標高の点密度が粗いこともあるが、10 項目の地形分類ごとの標高変化量は、無変化との結果を示した。これは、計測対象とした 1995～1999 年には、三宅島と異なり航空レーザ測量データのような高密度な標高データが無かったことから、写真測量の手法で地形分類ごとの大まかな地形変化を定量的に捉えようとしたためでもある。しかし、最も表面流出の影響を受けやすい、代表的なガリ（平面距離 830 m）について、2 m グリッド DEM を作成して標高変化量を調べたところ、1997 年以降は、ガリの全区間で無変化を示すことが判った。その原因については、植生の影響と斜面の粗粒化の 2 説で説明されているが、その特定を含めた現象解明のためには、今後、これらの影響をより詳しく調べる必要がある。今後の地形変化としては、火砕流堆積面は安定化して推移すると思われるが、溶岩ドームの辺縁部に小規模な崩落が認められるの

で、今後ともそのような小規模な崩落はあるものと考えられる（佐藤，2004）。

以上、爆発的噴火が終息した三宅島のカルデラ内と火山活動が終息した雲仙普賢岳の地形変化は、火山活動が活発な時期と比べて、従来の研究で報告されているように、著しい地形変化は急激に抑制されることが判ったが、両者のケースを比較して整理すると、表-9 のようになる。

表-9 三宅島カルデラ内と雲仙普賢岳・水無川本川流域の地形変化の比較

地質	三宅島	雲仙普賢岳
	玄武岩質	デイサイト質
火山活動時の特徴	カルデラの形成と火山ガスの放出	溶岩ドームの形成と火砕流の頻発
著しい地形変化	新たな火口の形成とカルデラ壁の崩落。崩落堆積物斜面や岩屑斜面ではガリ侵食が卓越	ガリを除いてほとんど無変化。ガリ侵食も 1997 年以降は沈静化
今後の地形変化	カルデラ壁の崩落	溶岩ドームの一部崩落（火砕流堆積面は安定化）

## 謝 辞

海津 優 地理地殻活動研究センター長と地理情報解析研究室の小白井亮一室長には、原稿を読んでアドバイスをいただいた。また、カルデラ内の地形と三宅島の地殻変動についてはそれぞれ、研究管理課の津澤正晴課長と村上 亮 総括研究官にお世話になった。

## 参 考 文 献

- 朝日航洋 (2003): 航空機搭載型レーザースキャナーの精度検証手法に関する研究。「詳細地理情報を用いた実用的 GIS アプリケーションの開発に関する研究」報告書, 69-73. 国土地理院.
- 第四紀火山カタログ委員会編 (1999): 『日本の第四紀火山カタログ』日本火山学会. (CD-ROM 版)
- 長谷川裕之, 村上 亮, 政春尋志, 松尾 馨, 小荒井 衛 (2001): 三宅島の陥没地形の計測. 国土地理院時報, 95, 121-128.
- 星住英夫, 宇都浩三 (2000): 雲仙火山の形成史. 月刊地球, 22, 237-245.
- 石川芳治, 山田孝, 千葉達朗 (1996): 雲仙普賢岳噴火に伴う溶岩流出及び火砕流による土砂量と地形変化. 砂防学会誌, 49(1), 38-44.
- 気象庁福岡管区气象台 (1996): 福岡管区气象台要報第 51 号 (雲仙・普賢岳の火山活動報告). 315p.
- 国土地理院 (2004): 三宅島の地殻変動. 火山噴火予知連絡会会報, 86, 55-65. 気象庁.
- 国土交通省 (2001): 国土交通省公共測量作業規程
- 町田 洋 (2001): 別府-島原地溝帯中心部の火山群. 日本の地形 7 九州・南西諸島, pp. 52-69. 東京大学出版会.
- 長岡正利 (1995): 雲仙岳噴火の熔岩噴出量変化の計測. 『雲仙岳の火山災害』29-44. 土質工学会雲仙普賢岳火山災害調査委員会.
- 中田節也, 長井雅史, 安田敦, 嶋野岳人, 下司信夫, 大野希一, 秋政貴子, 金子隆之, 藤井敏嗣 (2001): 三宅島 2000 年噴火の経緯 - 山頂陥没口と噴出物の特徴 -. 地学雑誌, 110(2), 168-180.
- 太田一也 (1984): 『雲仙火山』長崎県, 98p.

- Ollier, C. D. and Brown, M. J. F. (1971): Erosion of a young volcano in New Guiana. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 15, 12-28.
- 佐藤 浩 (2004): 火山活動終了後の雲仙普賢岳・溶岩ドーム周辺の地形変化. *地形*, 25, 1-22.
- 下川悦郎 (2000): 侵食環境からみた普賢岳近況. *砂防学会誌*, 53(4), 87-88.
- 寺本行芳, 地頭蘭隆, 下川悦郎, 古賀省三 (2002): 雲仙普賢岳における土石流発生降雨条件と流出特性の経年変化. *砂防学会誌*, 54(5), 50-54.
- 寺本行芳 (2003): 雲仙普賢岳水無川流域における土石流の流出過程の経年変化. *砂防学会誌*, 56(3), 3-11.
- 津久井雅史, 鈴木裕一 (1998): 三宅島火山最近 7000 年の噴火史. *火山*, 43(4), 149-166.
- 渡辺一徳, 星住英夫 (1995): 雲仙火山地質図. 火山地質図 8, 地質調査所.
- Yamakosi and Suwa (2000): Post-Eruption Characteristics of Surface Runoff and Sediment Discharge on the Slopes of Pyroclastic-Flow Deposits, Mount Unzen, Japan. *地形*, 21, 469-497.