

2007年3月18日にルアペフ火山（ニュージーランド）の火口湖決壊によって発生した 泥流の流下に伴う土砂水理特性変化

○山田孝（三重大大学（前北海道大学）），丸谷知己（北海道大学），Vern Manville（Institute of Geological and Nuclear Sciences, New Zealand），木村正信（岐阜大学），眞板秀二（筑波大学）

1. はじめに

泥流の流下に伴う土砂水理特性の変化を明らかにすることは、泥流の発生・流下・堆積機構の理解のみならず合理的な減災対策手法の検討に不可欠であるが、その変化実態に関する研究事例（例えば、Pieson(1985)¹⁾、Cronin(1997)²⁾）は少ない。2007年3月18日にニュージーランド北島のルアペフ(Mt. Ruapehu)火山の火口湖決壊によって大規模な泥流が発生し、火山の東山麓を流下し、ワンガエフ川に流入し、タスマニア海まで流出した（丸谷ら、(2007)³⁾）。本研究では、その泥流の発生・流下に伴う土砂水理特性の変化について報告する。

2. 研究方法

図-1に、火口湖からワンガエフ川に沿った9個所の観測地点（ニュージーランド関係機関による水位計設置箇所や現地調査箇所）を示す。火口壁には、Department of Conservation(以下、DOC)によって火口湖水位を計測するための水位計が設置され、火口湖決壊時の水位の時間変化から排出水量が算出された。また、火口湖から約7km下流の観測地点であるRTMTでは、Institute of Geological and Nuclear Sciences, New Zealand(以下、GNS)によって水位計、地震計などが設置され、そのデータをもとにGNSが土砂水理量を推定した。H-MW Aranui Stage Gauge, H-MW Kauangaroa Stage Gaugeでは、Horizons Regional Councilによって土砂水理量が推定された⁴⁾。それ以外の観測地点では、山田らが、泥流流下状況の映像（民間テレビ会社撮影）の解析、泥流流下痕跡から判断した河道屈曲部での泥流の偏流状況、河道内の人工構造物による泥流の流動深のせり上がり高、自動撮影スチールカメラの画像の解析（Strachans 橋）によって、泥流の平均流速、流動深、ハイドログラフ、ピーク流量、流速係数、フルード数などの土砂水理量を推定した。また、泥流発生の一ヵ月後に現地調査を行い、泥流の流下痕跡（流下断面の推定）、堆積構造と粒度分布などを調べ、流れ構造を推定した。

3. 結果と考察

泥流のピーク流量の変化を図-1に示す。火口湖からの排出ピーク流出量は約500m³/sec、その約7km下流の観測点RTMTでのピーク流量は、GNSにより約1800m³/secと報告されている。RTMTに残存する堆積物は、後述のように典型的な石礫型土石流によるものなので高橋の土石流平衡濃度式により、土石流ピーク流量を求めると約1,500m³/secとなる。また、流下痕跡からマニング則によりピーク流量を概算すると、約1,900m³/secとなる。

GNSが火口壁（テフラ堆積部）に設置した地震計のデータによると11:07a.m.に極めて大きな振動波形（4000mmvolts）が記録されているが、火口湖水位は特に変化していない（GNSによって撮影された火口湖決壊前後の連続画像とも調和している）。火口湖の水位が急激に低下するのは、11:23a.m.～11:39a.m.にかけてである。その間に、前述の地震計には、比較的大きな振動（1000～2000mmvolts）が4回観測されている。こうしたことから、11:07a.m.に火口壁斜面下部で崩壊が発生し、16分後に湖水が流出し始め、一気にテフラ部が侵食されて決壊し、溢水が泥流化したと想定できる。一方、火口壁から約500m下流の右岸斜面では大規模な崩壊が発生し、その残土が谷内に崖錐を形成していることが決壊直後のGNSによる調査によって明らかにされている。前述の11:07a.m.に観測された大規模な振動波形がこの崩壊によるものとする、火口壁からRTMT間の河道沿いに設置された2基の地震計にも観測されているはずであるが、そのような記録はない。したがって前述の大規模な振動波形は、火口壁下部の崩壊によるものと考えることができる。このことは、RTMTでの大きなピーク流量が大規模な崩壊⇒天然ダム形成⇒決壊によるものではないことを示唆している。天然ダムの決壊を想定した場合、貯水容量とピーク流量との経験的な関係（Costa 1988）から推定される貯水容量（約6×10⁶m³）を満たすだけの地形容量はない、火口湖からの排出水量から想定される満水到達時間以前に泥流は既に発生していたなどの点でも説明ができない。

RTMTより下流域では、ピーク流量は流下にともなって減衰する。その減衰勾配は、大きく分けて三つの区間①RTMT～Rangipo desert（火口湖から約7km～約15km）②Tranzrail gauge～Collier's bridge（火口湖から約30km～約75km）③H-MW Aranui Stage Gauge～H-MW Kauangaroa Stage Gauge（火口湖から約90km～約150km）で変化したようにみえる。すなわち、ピーク流量の減衰勾配から判断すると、①の区間が最も大きく、ついで②、③の順に小さくなる傾向が認められる。この傾向は、河床勾配の低下傾向と比較的よく対応しているように見える。Marutaniら（2007）も、泥流の流下に伴ってストリームパワーが低下し、減勢していったことを推定している⁵⁾。

泥流堆積物は、RTMTでは石礫型土石流の堆積構造（3つのロープ）、Tranzrail gaugeならびにその下流では、砂を主体とした無層理の堆積構造を呈している。泥流堆積物のマトリックスの代表粒径(d_p)はRTMTが数mm程度と最も大きく、Tranzrail gaugeならびにその下流では、約1.5～0.5mm程度で大きくは変化しない。ちなみに、各観測地点において、高橋の土石流分類手法に従い、バグノルド数(Ba)（衝突応力と粘性応力の比）、レイルズ数(Re)（乱流応力と粘性応力の比）、相対水深(h/d_p)（乱流応力と衝突応力の比）を求めると、たとえば、RTMTでは、 Ba が約2×10⁵程度、 h/d_p は20程度となる。Tranzrail gaugeならびにその下流では、 Ba は約40以下の値をとり、下流域

ほど小さい傾向を示す。また、Tranzrail gauge ならびにその下流での Re は、 $1 \times 10^6 \sim 6 \times 10^6$ といった値を示す。堆積構造、 Ba , Re , h/d_p の値から、RTMT では石礫型土石流、Tranzrail gauge ならびにその下流では、乱流型土石流であったと想定される。流速係数(u/u_*)は、RTMT, Tranzrail gauge では約 10, その下流では約 7~3 程度の値を示し、流下に伴って減少する傾向がある。また、Tranzrail gauge ならびにその下流では乱流型土石流とみなせることからマニングの抵抗則により粗度係数(n)を逆算すると 0.06~0.02 程度の値を示す。

RTMT 下流の Rangipo Desert は、扇状地(平均勾配約 4°)であり、扇頂部付近下流で泥流は大きく三つに分流した(ASTER image 2007 年 3 月 25 日撮影)。扇面での幾つかの河道断面での地形変化から、土砂堆積深は 3~4m 程度である(詳細な土砂収支量は現在、GNS が解析中)。また、泥流発生直後の斜め写真から、沢山の大転石が堆積したことがわかる。このようなことから、ピーク流量がこの区間で大きく減少し、石礫型土石流から乱流型土石流への変換がなされたと考えられる。Tranzrail Gauge~H-MW Kauangaroa までの河道は、曲流部が連続した区間となっている。この区間では、Tranzrail Gauge 付近以外は、泥流流下幅は大きくは変化せず、顕著な振幅部は存在しない。特定の河道区間に土砂が集中して堆積した状況は認められず、泥流は流下に伴い徐々に土砂を堆積させていったと考えられる。この区間でのピーク流量の減少の要因として、Tranzrail gauge 下流での勾配減少とともに、曲流部での偏流現象による摩擦エネルギー損失が考えられる。Tranzrail~H-MW Aranui Stage Gauge の区間ならびに H-MW Aranui Stage Gauge~H-MW Kauangaroa Stage Gauge の区間での曲流の程度を曲率半径のなす角度で表現し、地形図からその角度を判読すると、両区間では平均の角度は約 115° 程度と変わらない。ただし、曲流部の数をみると、前者の区間では、111 箇所、後者の区間では 83 箇所と前者が多い。前者の区間でのピーク流量の減少程度が後者の区間のそれよりも大きいことの理由のひとつとして、曲流部の数が多く、偏流による摩擦エネルギー損失の総量が大きかったことが考えられる。

今回の泥流総量は、現時点では不明であるが、湖水からの排出水量は、GNS により $1.3 \times 10^6 m^3$ と推定されている。Tangiwai 橋付近で大災害をもたらした 1953 年の泥流も火口湖決壊によるものであり、その湖水からの排出水量は $1.65 \times 10^6 m^3$ と報告されており(Cronin(1997))、今回の排出水量とそれほど違わない。ただし、Tangiwai 橋周辺でのピーク流量を比較すると、今回の泥流は 1953 年の泥流の約 1.5 倍と大きい(ピークの算出方法は基本的には同じ)。この違いは、火口湖の決壊の仕方によるものと考えられるが、1953 年の泥流発生実態が不明であるため現時点では十分な比較の議論はできない。前述のように、今回の泥流は、火口壁下部の斜面が崩壊し、それによって火口壁に堆積したテフラ堆積物が一気に侵食されて決壊したと考えられるため、規模が大きかったものと思われる。一方、1975 年、1995 年の泥流は噴火によって湖水の一部が流出したことに起因するものであり、ピーク流量は今回の泥流よりも小さい。噴火によって湖水が様々な方向に分散して放出され、いくつかの方向に泥流が分波したことがその要因とも考えられる。

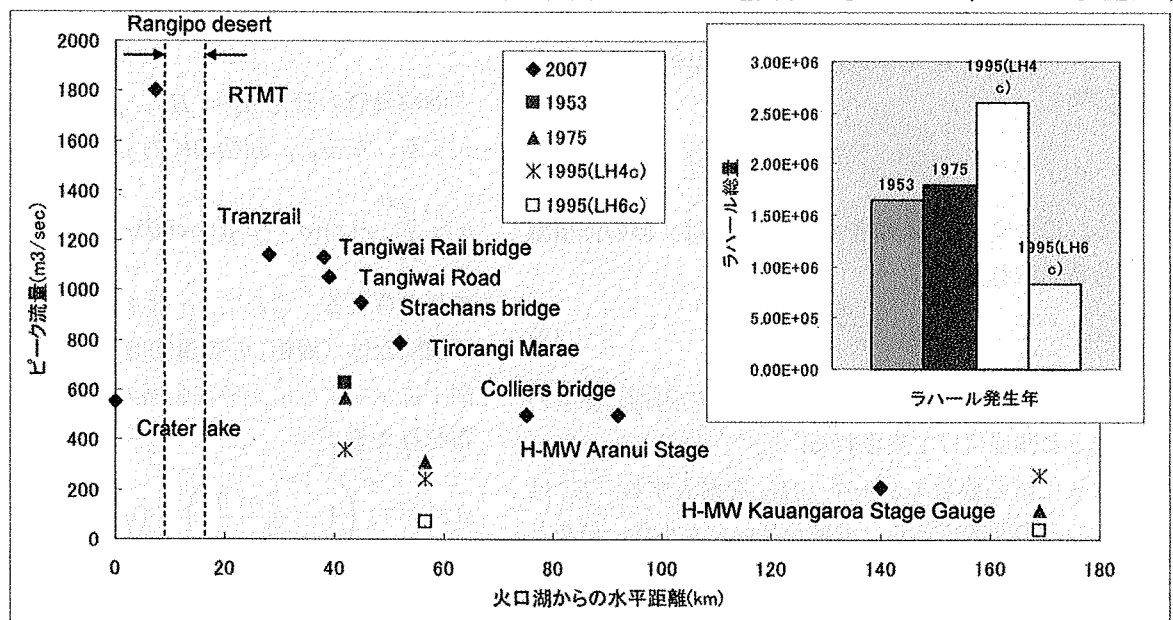


図 - 1 泥流の流下に伴うピーク流量の変化(過去の泥流(Cronin 1997)も含む)

※ 図中の英文名は、観測地点の名称ならびに現地調査箇所の地名

※ Crater lake, RTMT での値は GNS, Aranui, Kauangaroa での値は horizon が算出。

参考文献

- 1) Pieson, T.C.: Scott, K.M. 1985: Downstream dilution of a lahar transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow, Water resources research 21:1511-1524
- 2) Shane J. Cronin, K.A. Hodgson, V.E. Neall, A.S. Palmer, J.A. Lecointre 1997: 1995 Ruapehu lahars in relation to the late Holocene lahars of Whangaehu River, New Zealand, New Zealand Journal of Geology and Geophysics, Vol.40: 507-520
- 3) 丸谷知己ら 2007: ニュージーランド北島ルアペフ火山の火口湖決壊によって発生したラハール, 砂防学会誌, Vol.60, No.2, p.59-65
- 4) Horizons regional council 2007: Draft Report on the Hydrology of the 2007 Whangaehu River Lahar
- 5) Marutani etc. 2007: Impact of Ruapehu Crater Lake Break-out Lahar at 18 March 2007 on River Channel Settings, CITIES ON VOLCANOES 5 CONFERENCE, ABSTRACTS VOLUME p.145