磐梯山大崩壊後の地形変化

町 田 洋* 渡 部 真*

Recent Topographic Changes induced by the 1888 Gigantic Rockslide Avalanches of Bandai-san

Hiroshi MACHIDA and Shin WATANABE

I. ま え が き

一時に 10^8 - 10^9m^3 をこす大量の土砂が山地斜面から河谷・平野に流下・堆積した場合、突発的な地形変化が極端に大きいことはいうまでもないが、その後も長い年月にわたって崩壊や河川の侵食・堆積がつづくことにはいくつかの事例研究がある（たとえば MACHIDA 1964；町田 1984など）。1888年7月15日の磐梯山大崩壊の場合も例外ではない。長瀬川上流地域に岩屑流堆積物の広大な裸地が三つの湖とともに出現して、新しい地形変化が始まった。ここで生み出された土砂は長瀬川によりさらに下流に運ばれて氾濫し、何度も水害をもたらすこととなった。また猪苗代湖に形成された三角州では、その前縁が著しく前進して新しい陸地を造成した。しかしその後水力発電などによる流量の人為的制御が効を奏して、長瀬川の侵食・堆積は衰えた。大崩壊後百年の長さはここで起こる地形変化の速度からいって決して長くはない。地形変化の未来予測は地形学の重要な課題のひとつであるから、その時々に応じてそれまでの地形変化の歩みを正しく把握して、現在と未来を考える必要がある。またこうした事例の地形変化は急速に起こることが多いので、大規模な実験がわれわれの目前で進行しているという意義もある。本稿ではこうした観点から、磐梯山大崩壊後の地形変化についての今までの記録をとりまとめて、その特徴と由来をとらえようとするところに目的をおく。

II. 崩壊斜面の変化

最大比高400m、延長4 km に達する大規模な裏磐梯崩壊壁は、硫化作用で変質した溶岩と火砕岩からなる絶壁で、常に落石、小崩壊が起こる激しい侵食の場になっている。しかし、崩壊は一般に小規模、単発的で、土石は雄大な崖錐で停止することが多く、人家や耕地のある山麓まで到達することは、つぎの事例を除けばほとんどなかった。この事例とは、一時に 10^6m^3 以上に達する土石が山麓に流れ出た現象で、過去百年間に2回発生し、注目された。これらの現象を当時の報告から簡略化して記す。また崩土の分布を第1図に示す。

a) 1938年川上温泉を襲った土石流

発生年月日, 1938年5月9日と15日の2回；発生地点と崩壊の性質, 海拔約900mと1,050mに崩壊頂部をもつ、1888年崩壊物の再崩壊；崩壊のひきがね、豪雨と融雪；崩土の運動形態、水の混じった土石流；崩土量と運動距離, $1.1 \times 10^6\text{m}^3$ と約3 km；災害, 2人死亡、道路、宅地、耕地埋没；文献, 飯田 (1938), 柳谷・小沼・高野 (1938)。

b) 1954年の崩壊・岩屑流

発生年月日, 1954年4月3日およびその後5月5日まで数回(4月3日が最大)；発生地点と崩壊の性質,

* 東京都立大学理学部地理学教室 Department of Geography, Tokyo Metropolitan University

馬蹄形崩壊壁南西部、海拔 1,600m に崩壊頂部をもつ山体崩壊；崩壊のひきがね、不明、融雪か？；崩土の運動形態、岩屑流；崩土量と運動距離、 $1.5 \times 11^7 \text{m}^3$ 、2手に分かれて北方には約 3 km、北東方には約 2 km 流れた；地形変化、崩壊壁の後退と箱状谷の上流部まで小泥流丘の多い岩屑流堆積地形形成（写真 1）、銅沼（赤沼）の大半埋積；災害、人畜にはなかった；文献、大矢・羽田（1955）。

上記 a、b のような現象は、いわば 1888 年の巨大崩壊の後遺症といえる。すなわち巨大崩壊により生み出された不安定な急崖の地形そのものと岩石の風化・変質が素因をなし、なんらかのひきがね作用が働いて起こるもので、他の事例でもみられた（例えば、稗田山崩れや立山鷲崩れ、町田 1967, 1983）。磐梯山でも、不安定な崩壊壁が存在する限り、 $10^6 \sim 10^7 \text{m}^3$ 程度の土石が一気に崩壊・

流動する現象は、将来も数十年に 1 度くらいの頻度で発生するであろう。今後観光施設が山麓部に留まらず山腹にまで設けられていけば、被災の危険度は増えるといわねばならない。

III. 岩屑流堆積地域の地形変化

(1) 裏磐梯 3 湖の形成と溢流

福島県立図書館蔵の「磐梯山噴火埋没図」（46×60 cm）には、小磐梯山崩壊による岩屑流が旧松原川、小野川、中津川、大倉川を逆流し、その先端のところで川をせき止めて滞水し始めた様子が描かれている。

それらの位置はほぼ現在の湖底最深部にあたる。水位は次第に上昇し、秋元湖（当時の吾妻湖）では 1888 年 10 月 6 日に、小野川湖では 1889 年 2 月中旬に、松原湖では同年秋？にそれぞれ溢流し始めたと記録されている（田中 1903, 1904）。この間の 1 日当りの平均流入水量は、現在の有効貯水量と当時の湖面高度をもとに推算すると、秋元湖で $3.1 \times 10^5 \text{m}^3$ 、小野川湖で $0.5 \times 10^5 \text{m}^3$ 、松原湖で $3.3 \times 10^5 \text{m}^3$ となる。小野川部落、松原本村は岩屑流下には埋没しなかったものの、この滞水で水没したのである。

湖から溢流した水は泥流丘の間の低所を選んで流れ、現在の流路を決定したが、溢流直後しばらくの間は、豪雨や急激な融雪などによる溢流量の増加で流路の幅や深さはかなり急に大きくなったらしい。1889 年 4 月 13 日小野川湖決壊で川幅が最大 50～60 間に広がり、流水は長瀬川下流に洪水を起こしたと記されている（小林 1891）。1908 年測量の 5 万分の 1 地形図には、人工がまだあまり加わらなかったときの排水路の

第 1 図 1938 年と 1954 年の崩壊、土石流および岩屑流堆積物の分布。
飯田（1938）および大屋・羽田（1955）に基づく、一部加筆。

写真 1 1954 年の岩屑流堆積物（1959 年 10 月町田撮影）

様子が描かれている（第2図a）。これによると 桧原湖の排水はかなり穏やかに行われたらしいが、小野川、秋元両湖の排水は落ち口部分の流路の平面形からみて、かなり急激な流出、湖岸決壊という形をとって行われたらしい。それは、桧原湖—小野川湖間の平均勾配が0.8%と緩勾配であるのに対して、小野川湖—秋元湖間や秋元湖の下流部のそれ（2.3%、3%）が急であること（第3図a）と関係があるらしい。後述のように、長瀬川の洪水は、1889年から1913年の間に多発し、下流に水害をもたらした。その原因の一つは、裏磐梯3湖ことに小野川湖・秋元湖の排水流路の拡大が湖水からの排水流量を増大させ、下流に高水をもたらしたことにある。他の原因の一つおそらくより重要な要因一は、長瀬川上流部、ことに秋元湖—土湯沢間の河床洗掘が、多量の土石を下流に搬出させて河床を高めたことにある（後述）。

（2）湖水位と排水流量の人為的制御

長瀬川下流の水害を軽減し、猪苗代湖の水位を安定させ、さらに裏磐梯3湖の水を発電に利用しようとする計画が練られて、福島県の認可が

第2図 地形図にみる岩屑堆積地域の地形変化 a, 1908年測量5万分の1; b, 1972年測量5万分の1各地形図

おりたのは1907年であった。そして1915年から1925年まで3湖の落ち口に水門や堰堤の工事が行われた(第4図)。この工事は、湖の貯水量を増やす方向で行われ、その結果3湖の平均水位は、秋元湖でもっとも大きく、小野川湖も桧原湖もそれぞれ数メートル上昇した。新旧の地形図を詳しく比較すると、湖の水位上昇が湖の面積を広げ、島となっていた泥流丘のいくつかを水没させたことがわかる(第2図a, b)。

ところで3湖の水を利用した発電は、小野川湖の水を秋元湖の北岸へトンネルで導いた小野川発電所と、秋元湖から長瀬川の秋元下流の河床低下区間を迂回して名家へ導いた秋元発電所という形で、それぞれ1937年と1940年に完成した(第4図)。この工事は、秋元湖の築堤ですでに1925年以降流量が調節されていたこの区間の長瀬川の流量・水位をさらに減少・低下させることになった。このことは次に述べるようにそれまで激しかったこの区間の河床の侵食、下流への洪水流出を大きく軽減・防止するのに極めて重要な役割を果たしたといえる。

第3図 長瀬川の河床縦断面・横断面形 (a) 桧原湖～河口間, (b) 秋元～土湯沢間の各縦断面形, (c) 川上付近の谷の横断面形

IV. 長瀬川沿岸の地形変化

(1) 秋元湖下流の河床洗掘

桧原湖から秋元までの区間の長瀬川の河道は、幅3～12m、深さ数mで、洗掘量はごく僅かである。ところが秋元から川上を経て土湯沢合流点付近までの約3kmの区間では、写真2でみるように、数段の段丘が発達しており、洗掘が活発に起こったことを示唆している。第3図aのように、この区間の岩屑流堆積面の勾配は秋元湖の上流より急であり、しかも谷幅が狭い。これがここで活発な侵食が起こった基因である。

この種の段丘地形は、一般に巨大崩壊・土石(岩屑)流堆積物で埋積した谷には、殆ど例外なく認められる(MACHIDA 1964)。この洗掘区間から搬出された土石は下流に流出・堆積し、河状を不安定化する一大要因となっている。

1888年の岩屑流堆積面は、秋元から長坂、名家にかけての区間でも、泥流丘、窪地、巨大岩塊を点在させるなどの特徴から容易に識別することができる。これを基準とすると、現河床までの洗掘深は、最大20mに達する。そしてこの間に発達する数段の河岸段丘面や低水路跡は、かつての河床の名残であり、河床の低下過程を跡づけることができる地形である。第5図はこの付近の地形分類図で、また第3図cは簡易測量による谷の横断面図である。

第4図 大崩壊後百年間の主なできごと
 工事と洪水の資料は猪苗代地方史研究会（1969），三角州面積資料は
 貞方（1979，表1）による。

第5図、第3図b,cにおける段丘Ⅰは1888年岩屑流埋積直後の河床と判断され、2段ほどに分かれる。1908年に測量された地形図（第2図a）ではこの部分はすでに離水・段丘化していたと読み取れるので、Ⅰが河床であった期間は1888年直後の数年～十年程度であったのではなかろうか。Ⅰより5m以上低い段丘Ⅱは3段ほどに分かれる段丘面の集合で、河床が1洪水毎に掘れていく過程でできたものである。第2図a, bを詳しく比較すると、1908年当時の河床は段丘Ⅱのどれかであったと考えられる。

現河床は川上温泉付近で段丘Ⅱを約5m刻み、幅約15～20mである（写真2）。上述のようにここではかつて活発な下刻が行われたにもかかわらず、最近40～50年間は洗掘も堆積も起こらず、安定した状態にある。これは現地古老の話のほかに、a) 現河道沿いの崖は岸辺まで植生に覆われており、こうした樹木のうちもっとも古いものの年輪は38年であったので、それより前に河岸は安定したと考えられること、b)

写真2 川上温泉付近の長瀬川河岸段丘
 （1959年10月町田撮影）
 現在は繁茂した樹木に覆われて段丘地形は見にくくなっている。

1959年に町田が撮影した写真2と同じ場所で現状を観察すると、河床の形状や点在する巨礫の位置はこの29年間全く変わっていないこと、などからも裏付けられる。こうした事実からみて、1925年頃から流量調節が始まりさらに1940年秋元発電所完成で流量が激減した¹⁾ために、流路沿いの地形変化はすっかり衰えたものと考えられる。ダム下流での河床の洗掘はしばしば起こる現象で、床固や低堰堤でこれを軽減しようとする事が多かった。長瀬川の例は珍しいといえる。

秋元―土湯沢合流点間の河床洗掘は、第3図bのように川上温泉直下流で最大で、上流・下流へいくとかなり急激に減少する。1988年岩屑流堆積面形成以後約50年間にこの区間の河床洗掘で下流へ運ばれた土石の

量は、大ざっぱに見積ると、およそ 10^6m^3 のオーダーである。

もし人為的な流量調節が行われなかったなら、長瀬川上流部での河床洗掘は進行し、深い谷がうがたれ、また秋元湖の排水もかなり急速に進んだに相違ない。もちろん下流部の河状も長期間不安定であったと考えられる。

(2) 下流部の地形変化

1889年から1913年まで長瀬川下流平野で水害が多発したのは、大崩壊により上流に堆積している多量の土石が、次第に流下して河床を高めたためであることはいうまでもない。たしかに第4図のように、1888年以前の20年間に水害は2回(1875, 1878)しか記録されていないのに対して、以後の25年間には大小9回もの洪水・氾濫が起こった。このうち1913年の洪水は最大の水害を引き起こし、1915年からの3湖の水門・堰堤工事を促進させる一つの契機となった。

大沢(1957)、貞方(1979)は猪苗代湖における長瀬川三角州の前進後退の様子を報告した。第4図には、貞方が測量年度の異なる5枚の5万分の1地形図から、河口部の陸地面積の変化を測った結果も引用してある。その結果、1888年以後1908年までの20年間の陸地面積はもっとも増加し、その後1931年までの23年間に漸増した。しかし、その後河口部の前進は衰え、周囲の湖岸での堆積(人工的な埋め立ても含まれる)がみられるのみで停滞した。そうしてみると三角州の面積変化は、これまで述べた上流部での河川の下刻現象と時期をほぼ一にして起こったものと思われる。三角州を埋め立てた土石の大部分は、岩屑流堆積物を川が再侵食したことによってもたらされたのである。

第5図 長瀬川秋元—土湯沢間の段丘分類図
1. 山地斜面；2. 古い押し出し；3. 1888年岩屑流堆積面；4. 段丘面Ⅰ；5. 段丘面Ⅱ；6. 段丘崖；7. 旧低水路。

V. あとがき

1) 10^6m^3 にのぼる岩屑流堆積物を生産した1888年の巨大崩壊以降の百年間に、磐梯山では1938年と1954年の2回、 10^6m^3 と 10^7m^3 の量の土石流および岩屑流が生じた。前者は1888年の崩土の再崩壊であり、後者は1888年崩壊斜面を更に後退させる崩壊であった。今後も頻度は数十年に1度と小さいにせよ、こうしたマスムーヴメントは繰り返されるであろう。防災の立場からは、斜面や谷での砂防工事よりも、山麓において防災を意識した合理的な土地利用をはかることを優先するべきであろう。

2) 岩屑流堆積物にすっかり埋まった長瀬川上流部は、湖から排出される流水によって次第に刻まれ、下流平野に対する土砂の生産源となった。上流部での侵食、下流部での堆積は、この100年間等速で進んだのではなく、その前半に急速であった。後半になって侵食・堆積の速度が著しく減少したのは、裏磐梯3湖の水門・堰堤工事、水路式発電による取水工事などで長瀬川上流部の流量が著しく減少したためである(第4図)。

3) 裏磐梯3湖での流量調節が続く限り、現在の安定した状態は保たれるであろう。ただし、山間部にできた湖の常として、いずれは上流から土砂が堆積することによって埋積されていく。3湖に流入する河川のうち、秋元湖に流入する大倉川は比較的多量の土砂を供給しているとみられる。しかし他の流入河川では、今のところ三角州・扇状地の発達は顕著ではない。湖へのこうした土砂流入量について詳しい継続的な観測が望まれる。

注

- 1) 1925年以前に比べて1940年以後の長瀬川上流部の流量は、現在の秋元発電所への放水量と各灌漑用水堰での流量、あるいは工事にともなう流域面積の変化などからみて、1割弱に減少したものとみられる。

引用文献

- 飯田波事(1938)：昭和13年5月9日及び15日の磐梯山麓川上温泉付近に於ける山津波並びに流下せる火山灰質土砂の二三の物理的性質。震研彙報，**16**，658-680。
- 猪苗代地方史研究会(1969)：長瀬川，会津若松市，42pp。
- 小林 栄(1889)：磐梯山麓小野川新湖の潰決。地学雑，**I-6**，260-263。
- MACHIDA, H. (1964)：Rapid erosional development of mountain slopes and valleys caused by large landslides in Japan. *Geogr. Rept. Tokyo Metropol. Univ.*, **1**, 55-78.
- 町田 洋(1967)：荒廃山地における崩壊の規模と反覆性についての一考察—姫川・浦川における過去約50年間の侵食史と1964～65年の崩壊・土石流—。水利科学，**55**，30-53。
- (1983)：立山麓崩れ，地理，**28**，11-19。
- (1984)：巨大崩壊，岩屑流と河床変動。地形，**5**，155-178。
- 大沢貞一郎(1957)：猪苗代湖北と裏磐梯。地理，**5**，66。
- 大矢 暁・羽田 忍(1955)：磐梯山カルデラ壁の崩壊。地学雑，**61**，87。
- 貞方 昇(1979)：裏磐梯泥流による長瀬川沖積地の地形変化。地理科学，**31**，1-9。
- 田中阿歌麻呂(1903, 1904)：磐梯山四近の諸湖。地学雑，**15**，631-636；**16**，28-32。
- 柳谷喜太郎・小沼三次・高野宇市(1938)：昭和13年5月磐梯山爆裂口下の山崩調査報告。験時，**10-2**，294-302。