

## 4 常願寺川上流部の大規模崩壊（齋崩れ）とその後の河床変動について

○ 日本工営株式会社 井上公夫  
建設省土木研究所 水山高久  
中央大学理工学部 大内俊二

### 1. はじめに

常願寺川（面積356km<sup>2</sup>、流路長56km、比高差3015m）は、古来比較的安定した河川（河口から扇頂部まで舟便があった）であったが、安政5年（1858年）2月26日の大地震時に（マグニチュード6.8又は6.9）、常願寺川の源流部、湯川の左岸側斜面が大規模崩壊（齋崩れと呼ばれている）を起こして以来、我が国でも有数の荒廃河川に一変してしまつたと言われている。したがって、常願寺川流域の防災計画を考えるためには“齋崩れ”の崩壊土量や流出土砂量、その後の土砂流出状態と不安定な残存土砂量を把握する必要がある。また、59年度の調査（扇状地発達過程の砂防工学的検討）や60年度の当学会での発表でも述べたように、齋崩れのような大崩壊も山地（ここでは立山火山）が侵食されていく一過程と考えるならば、将来起こりうる災害の予測のためにも、齋崩れの全貌とその後の変化を正確に把握する必要がある。これまでも、町田（1962）や立山砂防工事事務所（1974）などによって種々の調査が行われているが、報告者によって地形面の認定に多少の食違いがあり、齋崩れのものとなる堆積物（いわゆる齋泥）についても、そのすべてが1858年の大崩壊によるものとする見解に疑問をもつ向きがあることも事実である。

本発表は、以上の観点に立ち実施した常願寺川上流部齋崩れ後の土砂流出と河床変動追跡業務委託（昭和60年9月）の結果と齋泥と思われる堆積物の<sup>14</sup>C年代測定の結果とを基に考察したものである。

### 2. 常願寺川上流域の長期的観点からみた侵食量

図2に示すように、面積－高度比曲線を描き比積分値（ $\beta$ ）を求めると、最高標高点水平投影面を侵食が開始される前の始源面と考えれば、全侵食量は $A \cdot H(1 - \beta)$ で表わすことができる。日本のように、地盤運動や火山活動の激しい地区では、始源面の判明している丘陵地や台地を除いて、始源面の推定は非常に困難である。ここでは、500m谷理法で描いた接峰面を始源面と考え、接峰面と現地形との差 $A \cdot H(\alpha - \beta)$ をある時期からの侵食量と仮定し、各支流毎にその値を比較してみた。この方法で求めた常願寺川の侵食量は $2.9 \times 10^{10} m^3$ （平均侵食深82.6m、4km谷理法では $1.2 \times 10^{11} m^3$ ）である。下流に発達する現成扇状地の堆積量は、 $4.1 \times 10^9 m^3$ （面積66km<sup>2</sup>、平均堆積深20m）と推定されるので、上記侵食量の14%に相当する。支流別にみると湯川が $2.0 \times 10^9 m^3$ （同76.3m）、真川が $5.7 \times 10^9 m^3$ （同72.4m）、称名川が $4.3 \times 10^9 m^3$ （同90.0m）、和田川が $8.7 \times 10^9 m^3$ （同84.4m）、小口川が $3.1 \times 10^9 m^3$ （同85.6m）となっている。 $A \cdot H(1 - \beta)$ と $A \cdot H(\alpha - \beta)$ の値を比較すると、湯川、真川は前者が比較的大きい（比積分値 $\beta$ が小さい）にもかかわらず後者は小さい。和田川、小口川は逆に後者が大きくなっており、称名川は双方とも大きな値となっている。このような方法で求めた侵食量には、500m以上の幅に広がる齋崩れのような大規模崩壊の侵食量は入らない。和田川、小口川流域では、河川による下刻侵食が中心であったために、

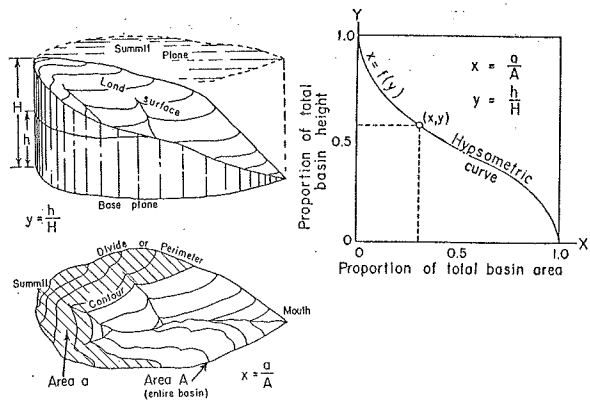
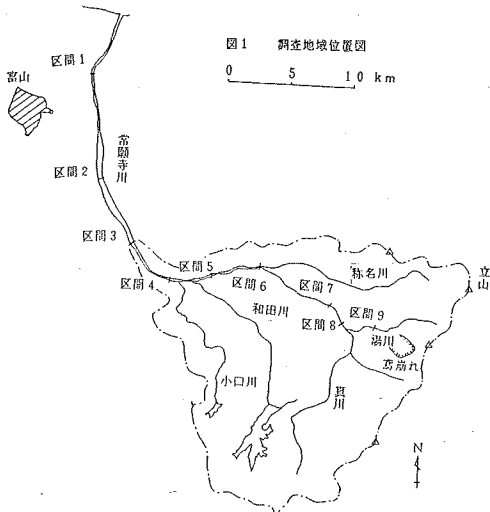


図2 面積-高度比曲線説明図  
Strahler, A.N. (1952)

500m以下の谷の部分が多いものと考えられる。湯川、真川流域では大規模崩壊が多く発生したので、上記の侵食土量よりも多いと考えられる。いずれにしても、オーダー的には上記の値は、数万年前以降の各河川から流出した土砂量を物語っているのではないだろうか。なお、このような手法で長期的な侵食形態や侵食土量を推定するためには始源面の形成年代や、谷埋めの幅の設定など多くの検討すべき点があるので、現在、他の流域での計測結果も含めて比較検討している。

### 3. 麓崩れ以前の地形面

湯川流域の北側には、立山火山から流出した溶岩台地が広がっている。この台地は、大きく見て弥陀ヶ原と天狗平の溶岩台地（現河床から500~700m）に分けられ、麓山の東側に広がる五色ヶ原も天狗平と同じ面で、約6万年前頃までに形成されたと考えられている（柴田、豊沢(1957)、町田、新井(1979)など）。千寿ヶ原より下流の常願寺川沿いには、数段の河岸段丘が分布している。深井(1956)などによれば、高位面は粟巢野面（現河床から50~150m）と呼ばれ、最終氷期（2~3年前）の周氷河作用による生産土砂量の増大に伴って形成された堆積段丘と考えられている。この面は、下流へは下段扇状地に続いており、上流へは断片的に湯川、真川合流点付近まで分布している。この面が形成された当時、常願寺川の河谷は全面的に数十mの砂礫層で埋積されていた。その後、気候の温暖化に伴って、生産土砂量よりも運搬土砂量が多くなったため、常願寺川は下刻するようになり、下流に流出した土砂は、現成の常願寺川

|      | 面積<br>A<br>x10 <sup>7</sup> m <sup>2</sup> | 比高<br>H<br>m | 比積分値<br>(接峰面)<br>α | 比積分値<br>(地形面)<br>β | A · H (1 - β)<br>x10 <sup>10</sup> m <sup>3</sup> | A · H (α - β)<br>(侵食深)<br>x10 <sup>9</sup> m <sup>3</sup> | A · H (α - β)<br>(侵食深)<br>m |
|------|--|--------------|--------------------|--------------------|---|---|-----------------------------|
| 常願寺川 | 35.0                                       | 2815         | 0.449              | 0.420              | 57.2  | 1630  | 28.9                        |
| 湯川   | 2.60                                       | 2072         | 0.504              | 0.467              | 2.87  | 1100  | 2.00                        |
| 真川   | 7.93                                       | 2026         | 0.435              | 0.449              | 8.36  | 1120  | 5.71                        |
| 赤名川  | 4.89                                       | 2615         | 0.507              | 0.472              | 6.61  | 1350  | 4.31                        |
| 和田川  | 10.4                                       | 1840         | 0.578              | 0.532              | 8.91  | 860   | 8.74                        |
| 小口川  | 3.67                                       | 1531         | 0.612              | 0.558              | 2.49  | 650   | 3.14                        |

表1・・・常願寺川上流域と支川の諸元

| Code No | <sup>14</sup> C年代(年B. P.) | 標高    | 採取位置                |
|---------|---------------------------|-------|---------------------|
| TH-1222 | 720 ± 90                  | 570m  | 天鳥ダム~中小原間のミソバテ原     |
| TH-1223 | 720 ± 100                 | 620m  | 天鳥ダム袖部の土石流中         |
| TH-1224 | 730 ± 90                  | 1090m | 水谷の地表より10~15m下の土石流中 |
| TH-1225 | 880 ± 90                  | 1070m | 水谷の地表より30~40m下の土石流中 |
| TH-1226 | 940 ± 90                  | 1310m | 多枝原の立山温泉跡の堆積物       |
| TH-1228 | 220 ± 100                 | 1304m | 多枝原の道路切土斜面の堆積物      |

表2. 放射性炭素年代測定結果一覧表

扇状地を形成した。千寿ヶ原を始めとする中～下流の低位面はこのような下刻期に一時的に形成された侵食段丘である。なお、常願寺川扇状地は、大石(1985)の扇状地分類のタイプⅠ型、すなわち、土砂流出の非常に活発な若い扇状地で、インターセクションポイントは存在せず、扇面全体が土砂災害を受ける可能性の高い面となっている(1858年以前にも多くの土砂災害が発生している)。上記の低位面は、もちろん1858年よりかなり古いはずで、1858年の大土石流はこれらの段丘によってふちどられた谷中を流下し、扇頂部から常願寺川扇状地のほぼ扇面全体に流出し、大きな被害が発生した。

湯川上流、松尾谷の周囲には、蔦崩れより古い土石流堆積面と思われる地形面(松尾平面)が広がっている。この面を構成する物質は、火砕流ないし土石流と思われる安山岩を中心とする角礫層で、その上部に河川堆積物と思われる淘汰の悪い亜円礫が乗っている部分が見られる。堆積物の層相や周囲の地形から推定するとこの堆積物は一次的な火山活動に由来すると考えるより、松尾谷上流で起こったであろう大規模崩壊に由来すると考えられる。これと同様な堆積物は、多枝原の湯川沿いの丘や泥罾池の西側の高い地形面の本体を構成しており、蔦崩れの堆積物に覆われる前の堆積面を形成していたと考えられる。このような蔦崩れより古い堆積物が南西側の多枝原池付近にも存在する。

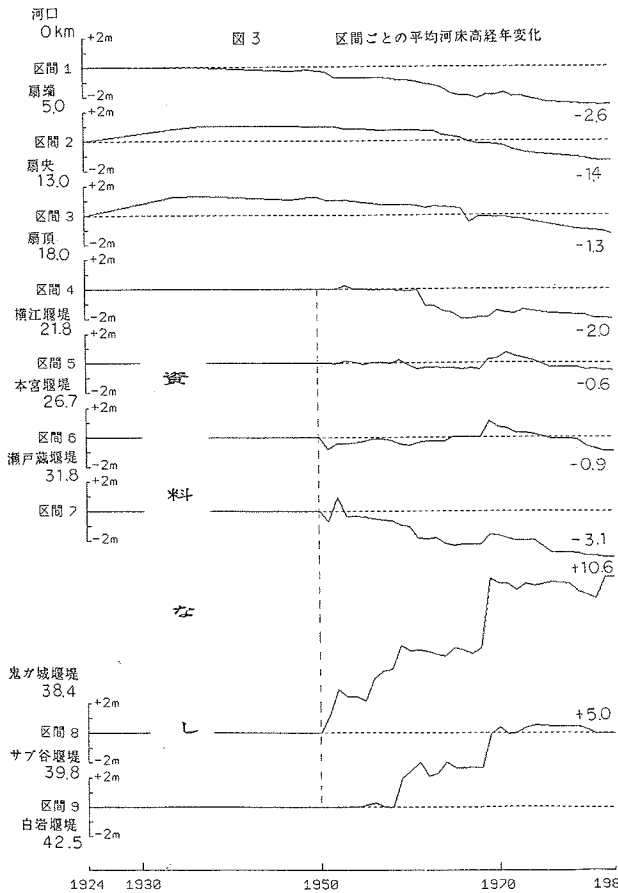
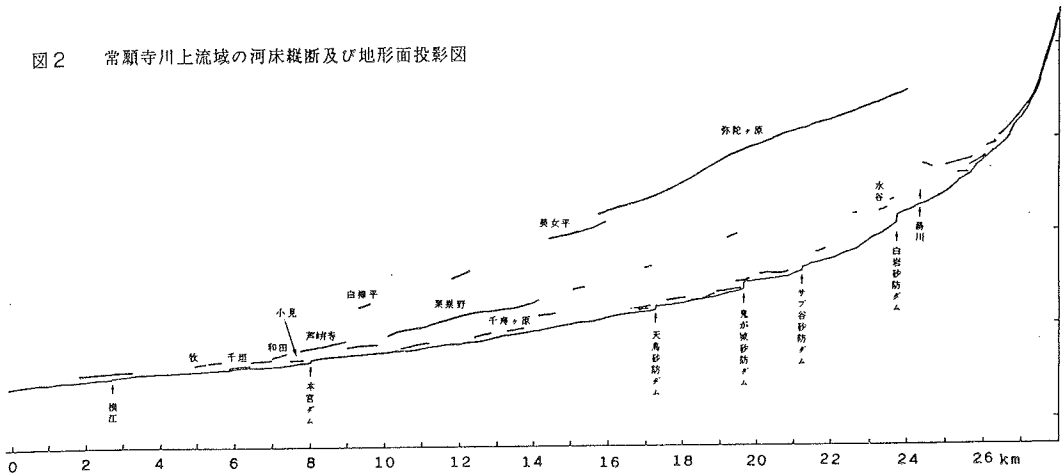
#### 4. 1858年の大崩壊(蔦崩れ)時の土砂流出

安政5年(1858年)2月26日に飛越地方を襲った地震(M 6.9、跡津川断層の一部が活動したといわれている)によって、湯川上流部左岸側の小蔦山が大崩壊して、大量の土砂が湯川谷を埋め、その後3月10日、4月26日の2回にわたって下流部に大被害をもたらした土石流洪水の原因になったことが知られている。立山町史(1984)には多くの古文書がまとめられており、この大崩壊とそれにつづく土石流の発生により、常願寺川の河況は一変して荒れ川となったと言われている。町田(1962)は詳しい表層地質調査によって、蔦崩れの堆積物からなる地形面の分布を明らかにし、上流部に残っている崩壊残存物質が現在でも多量の土砂の供給源となっていることを指摘している。そして、発生源のA地域(蔦崩れ-白岩堰堤)に $2.7 \times 10^8 \text{ m}^3$ (面積 $3.0 \text{ km}^2$ 、推定堆積厚 $90 \text{ m}$ )、B地域(白岩堰堤-扇頂部)に $1.0 \times 10^8 \text{ m}^3$ 、C地域(扇頂部-河口)に $3.6 \times 10^7 \text{ m}^3$ の土砂が堆積し、全崩壊土量(A+B+C)は $4.1 \times 10^8 \text{ m}^3$ と推定している。この値はその後引用されてきた。

しかし、古文献によれば、2月26日の大崩壊発生時点から3月10日の土石流発生までは、少なくとも横江(区間5)より下流へは土石流の押し出しはなく、崩壊物質は一旦上流部に堆積していたはずであり、3月10日と4月26日の雪解け洪水時に上流部の河谷に堆積していた土砂が再移動したと考えられる。3月10日の土砂流出は、蔦崩れによって堰き止められた湯川の天然ダム(泥罾池がその名残り)が欠壊し(水分の少ない粥状の流れ)、4月26日のそれは集水面積の広い真川を堰き止めた天然ダムが欠壊したことによって発生したと考えられる。したがって、町田の全崩壊土量(A+B+C)は実際よりも大きな値となっていると考えられる。また、この地震の際には常願寺川の河谷の各所で崩壊が起こったはずであり、蔦崩れの土量は上記よりもかなり小さく見積もる必要がある。表2は、現地踏査時に蔦崩れと判断した堆積物に含まれる木片の $^{14}\text{C}$ 年代測定値(東北大学理学部地理学教室に依頼)であるが、220年～940年までかなりのばらつきがあるので、常願寺川流域の災害史などを基に、蔦泥の範囲を再検討して行きたい。

#### 5. 蔦崩れ以後の地形変化

図2 常願寺川上流域の河床縦断及び地形面投影図



齋崩れ後の一連の土砂流出現象が終了した後、常願寺川は洪水のたびごとに谷中に埋積した崩壊物質が下流に運搬されるようになり、扇状地末端部では天井川が、上流部では齋崩れ時の堆積物を切って河岸段丘が形成されるようになった。この過程は、1858年の大崩壊直後に急速に進み、しだいに緩やかになってきたはずで、大きく見れば現在もこのような地形変化過程、すなわち、齋崩れによって形成された不安定な地形が安定化してゆく過程を示していると考えられる。

図3は、齋崩れから66年後の1924年（大正13年）から1983年までの60年間の区間ごとの平均河床高の経年変化を示したものである。この図を見る場合、扇頂以下（区間1～4）での推定砂利採取量（1948～1982年で  $1.6 \times 10^7 m^3$ ）と中・上流部での主要な砂防ダムの貯砂量（1926年以降で  $1.5 \times 10^7 m^3$ ）を割引いて考えなければならない。

いずれにしても、区間8（鬼ヶ城～サブ谷堰堤）で1950年以降10.6mも河床が上昇している（特に昭和44年災時に4.9mも河床が上昇した）。現在、米軍写真以降5時期の写真判読を行い、地形分類図とその微地形の変化を検討しているが、さらに詳細な地表踏査を行って齋泥の堆積範囲と堆積量を推定し、その後の地形変化と砂防事業との関係を追跡して行きたいと考えている。最後に、現地踏査と資料収集時に種々の御便宜を計って頂いた立山砂防工事事務所に感謝致します。