

常願寺川扇状地の形成と災害についての2, 3の知見

藤井昭二¹⁾, 中村俊夫²⁾, 酒谷幸彦³⁾, 高橋裕史⁴⁾, 工藤裕之⁵⁾, 山野秀一⁶⁾

Some Data about Formation and Disaster of the Jyoganji River Alluvial Fan, Hokuriku Region, Central Japan

1. はじめに

常願寺川は富山県・岐阜県境の北アルプス北の俣岳を源とする真川を本川として、支川の湯川・称名川・和田川・小口川などを合流し、上滝を扇頂とした扇状地から湧水帯の発達する緩扇状地帯・自然堤防帯（富山低地帯）を流下し、富山湾に注いでいる。また、標高15mの常盤橋から、172mの立山橋までの区間は天井川となっており、全長56km、高度差約3,000mの急流河川である。（図1参照）

22万年前に立山火山の第1期の噴出があり（原山ほか2000）、10万年前に莫大な量の火砕流を噴出した第2期の噴出があった。火山体のかなりの部分は浸食され、現在は「立山カルデラ」と呼ばれる浸食カルデラと「弥陀ヶ原」と呼ばれる火砕流に覆われた火山帯のすそ野を形作る傾斜地にその残存を見ることが出来る。下流域には浸食された土砂が堆積し扇状地を形成している。常願寺川では、1858年に発生した飛越地震によりカルデラ壁の一部が大崩壊し、数億m³と言われ

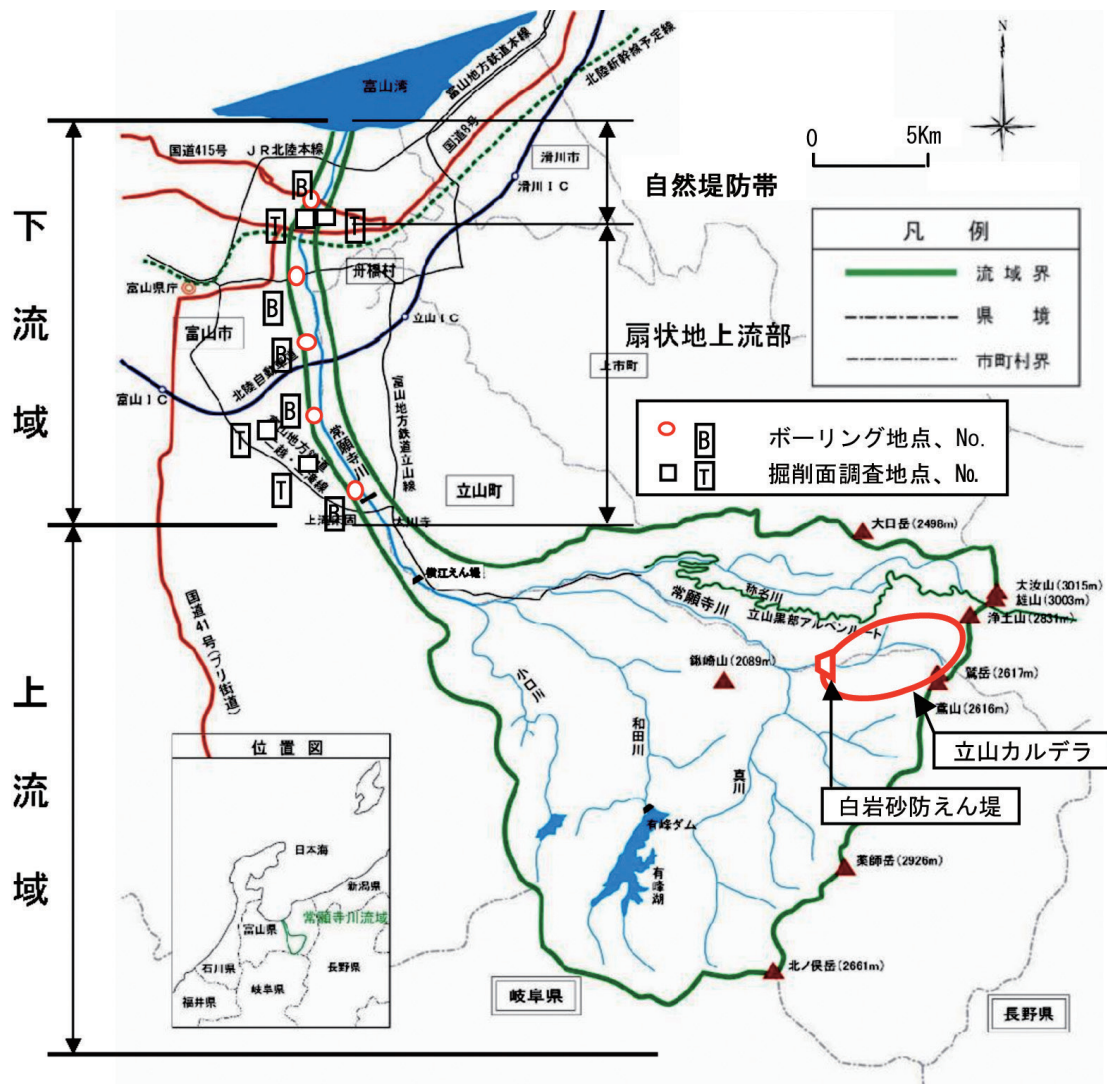


図1 位置図（常願寺川とその流域）北陸地方整備局（2009）

1) 藤井環境地質研究所, 2) 名古屋大学年代資料測定センター, 3) 山梨県県土整備部, 4) 千曲川河川事務所, 5) 立山砂防事務所, 6) 基礎地盤コンサルタンツ(株)

る大量の土砂が河床に堆積、天然ダムを形成した。地震から2週間後と2ヶ月後にこれらが決壊し常願寺川を流下し、富山平野に大きな被害をもたらした(中央防災会議2009)。更にその後、河床に残った土砂、「鳶泥」が洪水毎に下流に流れ災害が頻発した。このため下流への土砂流下を軽減するために、明治のデ・レーケ、赤木正雄の時代から今に至るまで砂防工事が営々と続けられている。

立山カルデラにおけるこうした大規模な崩壊が過去から何回も発生していたことは、藤井らにより指摘されており、このような上流域での崩壊土砂が下流域の扇状地を形成してきたといえる。1858年の崩壊は数十万年の地形形成の歴史の中で非常に大きいイベントの一つであり、この崩壊をきっかけとした土砂の流出堆積過程とそれによる災害発生は、昨今日本をはじめ世界各地で発生している巨大土砂災害に対する貴重な経験であり、今後の防災対策を考える上で大きな示唆を与えると考えている。

そこで、常願寺川の地形発達史の観点、すなわち地形、地質学の観点から1858年災害時扇状地に堆積した土砂についてカルデラから常願寺川扇状地、さらに河口までの堆積物について既存地質資料並びにそれを補完する地質ボーリング、掘削面調査、調査時に得られた有機物試料から放射性炭素年代測定を実施し地質年代の同定を行うことにより、過去の大規模土砂流出の実態と大規模崩壊後の土砂流出の影響を明らかにすることを試みた。

調査結果の検討や取りまとめは未だ途中にあるが、本論では鳶泥の分布と厚さ、縄文海進後の富山低地の形成、常願寺川隆起扇状地とくさり礫の分布の知見をもとに常願寺川扇状地の構造、常願寺川の流出土砂量について推論する。

扇状地の構造を分かり易くするため、常願寺川沿いにはほぼ等間隔に海岸部は深く、扇頂部は浅い5本合計211mの試錐を行い、周辺の地表調査も併せて行った。また、1858年の飛越地震の引き金となった跡津川断層の活動に着目し、カルデラ内の大規模な土砂生産がこの活動に関連すると仮定した場合における常願寺川の流出土砂量を検討した。

2. 常願寺川扇状地に分布する鳶泥

立山浸食カルデラは22万年前に立山火山の第1期の溶岩が流出する前に 大方できており、鳶崩れのような

崩壊は過去何回も起こったことはカルデラ内の数段の平坦面や(藤井ほか1994)、厚さ100mもある粟巢野段丘(常願寺川団体研究グループ1969)や常願寺川扇状地の堆積物から推察される。(写真1参照)



写真1 立山カルデラ内の鳶崩れ

この中で、1858年の地震で発生した鳶崩れに起因する土砂は鳶泥と言われており、カルデラから下流の河床、扇状地に広く堆積している。この鳶泥の存在を指標として1858年以降の土砂の堆積状況を調べた。

1858年の鳶崩れで崩壊した土砂量は大きく3つの計算がある。町田(1962)は国土地理院の地図、工事事務所の縦横断面図を利用して4.1億 m^3 を得ている。建設省立山砂防工事事務所(1974)は出し原(多枝原)の堆積物を鳶泥とみてその量3.28億 m^3 を計算している。Ouchi・Mizuyama(1989)は絵図や現地調査結果から作成した図を基に等高線を復元し、崩壊前後の地形差から鳶崩れの崩壊土砂量を求め、1.14億 m^3 と推定している。下流部について町田(1962)は、4.1億 m^3 の鳶泥はカルデラ内に2.7億 m^3 、常願寺川の白岩堰堤から扇頂までに1.0億 m^3 、扇頂から河口までに0.36億 m^3 としている。

扇状地上に堆積した鳶泥の厚さを推定するものとしては、常願寺川沿革誌(富山工事事務所1962)に、口碑伝説により作成された常願寺川河床変遷図があり、これから大日橋付近で約8m、立山橋付近で20mも河床が上昇したと推定されている。あとで述べるが、今回調査(立山砂防工事事務所2010)のB3とB5のボーリング結果とほぼ一致している。立山町史(1984)では河床から24m高い岩峠寺の雄山神社の境内近くまで洪水の先端が来て境内を洪水が洗うこともあったと

書かれている。また、上滝の常西水路の河床に1580年佐々成政が築堤したといわれる堤防の天端があり、現在の常願寺川河底は佐々堤より5m以上も高い位置にある。B5ボーリング孔で見ると、深さ4.5mに50±26BP (NUTA2-15109)年代の木片があったことから1858年以降の堆積物である。江戸時代は静かな河川と言われていたので、安政の大土石流で河床などが上昇したものである。

鷲尾(1951)によれば、昭和の初期でも毎年100万 m^3 の土砂が流下しており、1858年の大土石流以降も扇状地部に土砂が流下し続けていることが分かる。1858年の地震や続く天然ダムの崩壊で常願寺川扇状地に82.97 km^2 (立山砂防事務所2010)分布している。それゆえ平野の鳶泥の平均の厚さは、体積(町田1962)÷面積(0.36億 m^3 ÷82.97 km^2)=43cmとなる。

鳶泥の岩質は淘汰の悪い粗砂で時々火山岩の角礫、しかも巨礫を含み、全体として灰色で紫灰色に見えることもある。円礫を含むことはない。礫質はカルデラ壁の崩壊であるが閃緑岩や花崗岩は少なく火山岩が多い。火山岩が多いのは鳶岳が崩壊して出し原に分布し、その後天然ダムの決壊で段丘状になり、直ぐにガリ浸食が生じ崖錐状態になっている。一部白岩を超え湯川、真川の本流にも分布する。白岩から扇頂部に洪水で運ばれる際に、河道の円礫を拾ったり基盤岩の転石を拾い、出し原の鳶泥と下流の鳶泥とは組成がいくらか変わるが、ここで問題にしている鳶泥は、鳶崩れの崩壊時のものなので、後の小洪水で運ばれたものに比べて火山岩の角礫、しかも大きなものが集積している所を鳶泥として他と区別した。これは原山ら(2000)のdb2に相当する。鳶泥はカルデラ内と平野では峡谷や平野を流れる過程で、その質が変化している。黒部川ダム排砂評価委員会報告(34回、2011)に排砂による泥分の移動について、「試験地で最初泥分9%であったのが排砂により49%に成り、排砂後の措置により泥分は16%に下がった。」と述べている。カルデラ内では一旦停止したので泥分が多いが、平野部では泥分が流され粒度組成が変化したと考える。

沖積段丘は富山クリーンセンターのある上流だけに分布し、巨石は残っているが泥質は殆ど流されて残っていない。下流部分はその後の浸食により、1858年の泥は殆ど残っていないようである。また、1858年の大土石流は天然ダム決壊によるものであるが、それ以降は天然ダム決壊によるものは記録がなく、通常降雨の出

水による土砂流出であり、1858年のような規模ではなかったと考えられる。このため地表面近くに大きな火山岩の角礫が厚く堆積している所が鳶泥を調べる目安となる。ボーリングB1～B5の5か所と掘削面T1～T4の4か所について上記の条件に合致するところ調べると、B1には細砂とわずかな円礫だけなので、堆積後浸食されたものであろう。B2(常盤橋上流の地鉄橋梁付近)の地表から0.3～5.4m、B3(大日橋付近)の地表から0.3～12.2m、B4(新常願寺橋上流西番)の地表から1.6～9.3m、B5(立山橋下流中番)の地表から2.2～22.0mなどは安山岩の角礫が多いので鳶泥であると判断した。(図2, 3, 4参照)

他方、町袋地区の掘削面(T1地点)ではアシ堆積層で示される後背湿帯堆積物の上位の21cm以上、水橋地区(T2地点)のアシ堆積層の上位の30cm以上、下番地区(T3地点)の地表から1.8～2.5m下、中屋地区(T4地点)の地表から0.8～1.3m下に鳶泥と推定される堆積物がみられた。下流域では浸食が激しく量的に把握するのは困難である。

立山カルデラ由来の鳶泥はボーリングやトレンチ調査を行った地点で、しかも厚く堆積していることが分かった。

古文書による分布図やボーリング・掘削面調査、既存資料等を参考にし、常願寺川扇状地における鳶泥の堆積土砂量を推定した。

中央防災会議(2009)によれば「1回目の天然ダム決壊による土石流・洪水流は、鳶泥を含む粥状の流れで、土砂濃度が高かったため、常願寺川の河道に沿って氾濫・堆積した。2回目は1回目の堆積土砂を乗り越え、扇面一杯に氾濫・堆積した。扇状地の末端部では、流れも緩やかとなったため、砂丘地の街道筋などの微高地の影響を受け、氾濫を免れた地区も多い。」とまとめられている。河道沿いのボーリング結果より鳶泥と想定される粗粒の礫層は、1回目の土石流(D1)と考え、図5の1～4断面において推定された鳶泥の層厚と幅から断面積を求め土量計算を行いD1=0.74億 m^3 を求めた。2回目の土石流(D2)は、細粒層の層厚から扇状地の平均層厚(0.31m)を推定し、氾濫面積を乗じD2=0.26億 m^3 を求めた。2回の合計で1.00億 m^3 となる。なお、扇状地における平均層厚は扇頂より氾濫範囲末端までの距離(16km)とT3-3の細粒層厚50cmから比例配分により求めた。(図5参照)

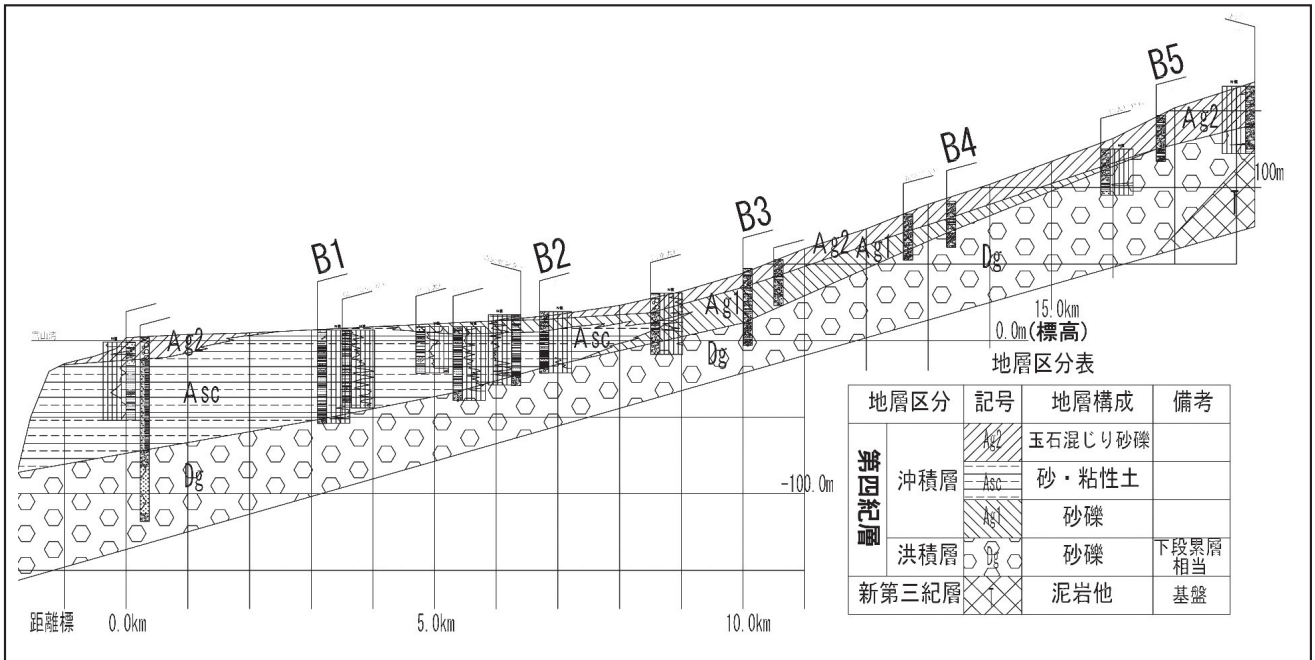


図2 地質断面図(常願寺川) 立山砂防事務所(2010)

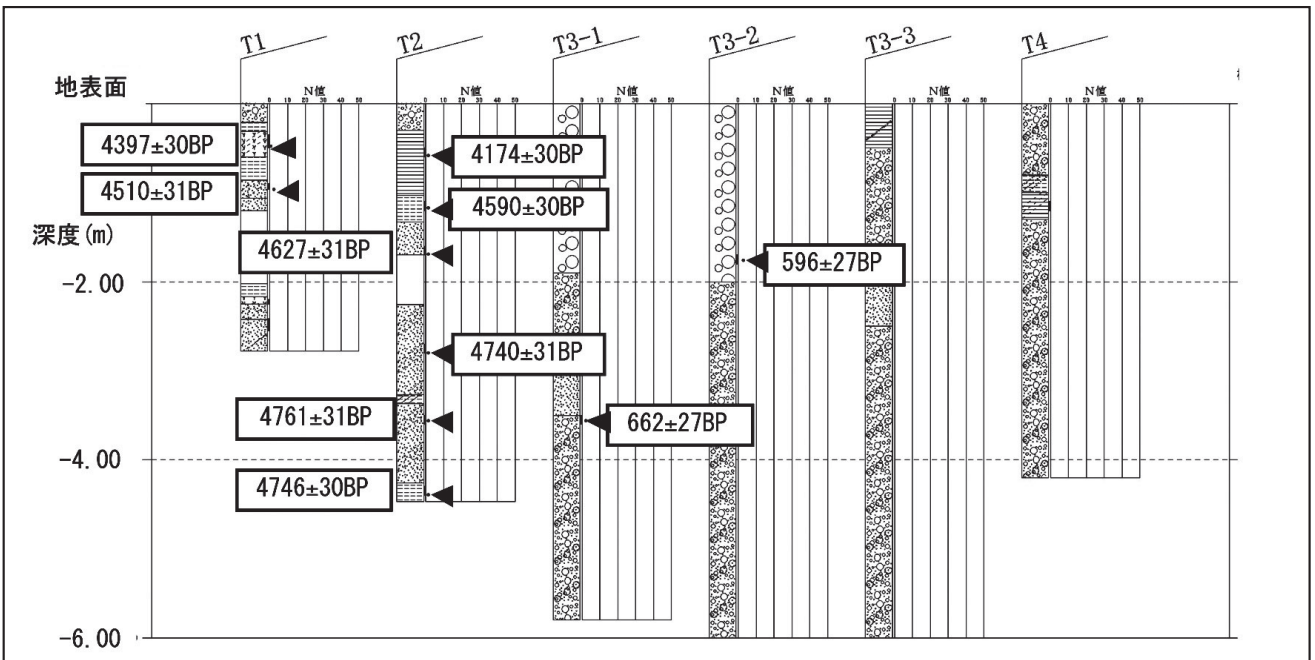


図3 掘削面(T)の簡易柱状図 立山砂防事務所(2010)

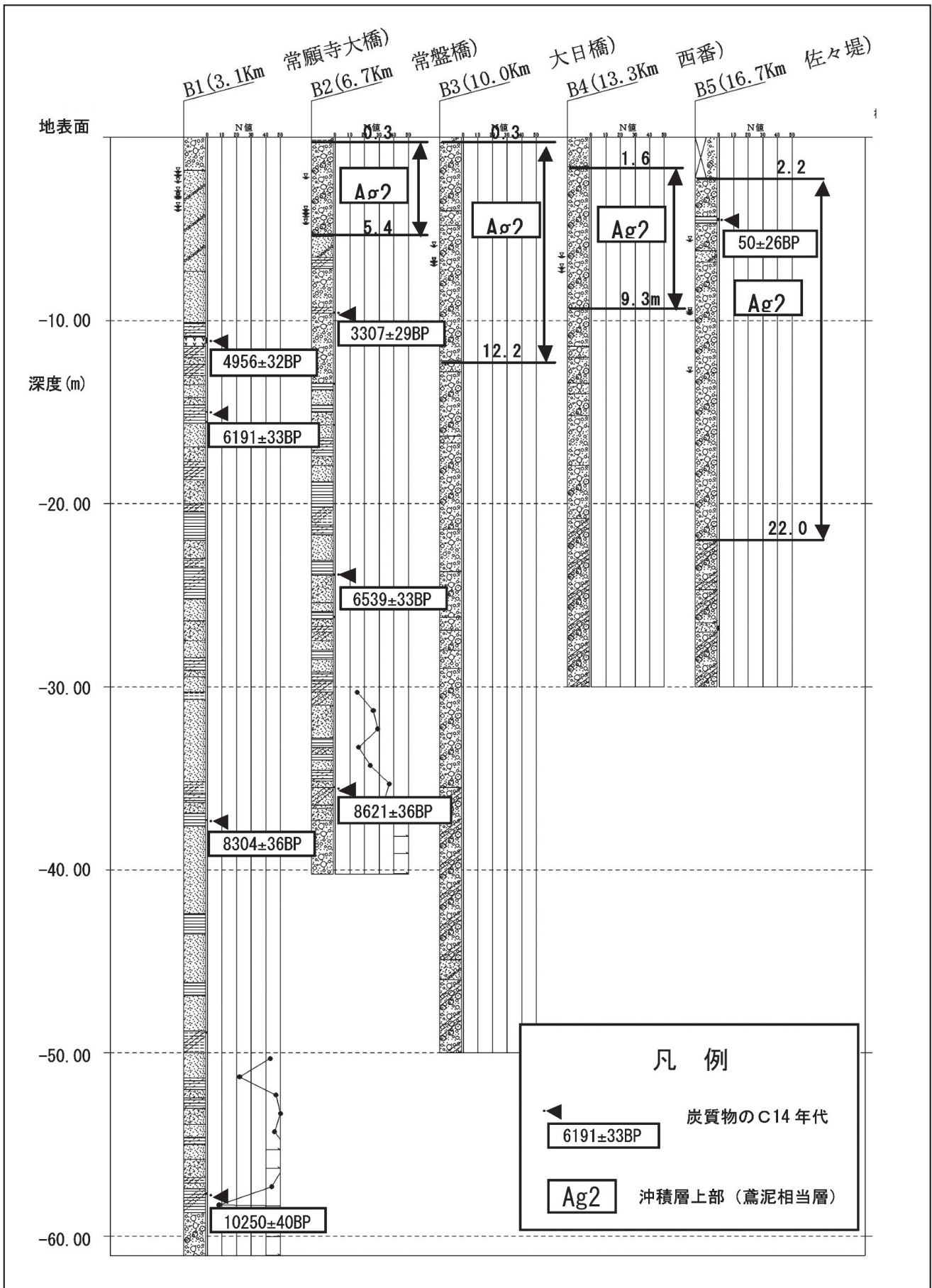


図4 試錐(B)の簡易柱状図 立山砂防事務所 (2010)

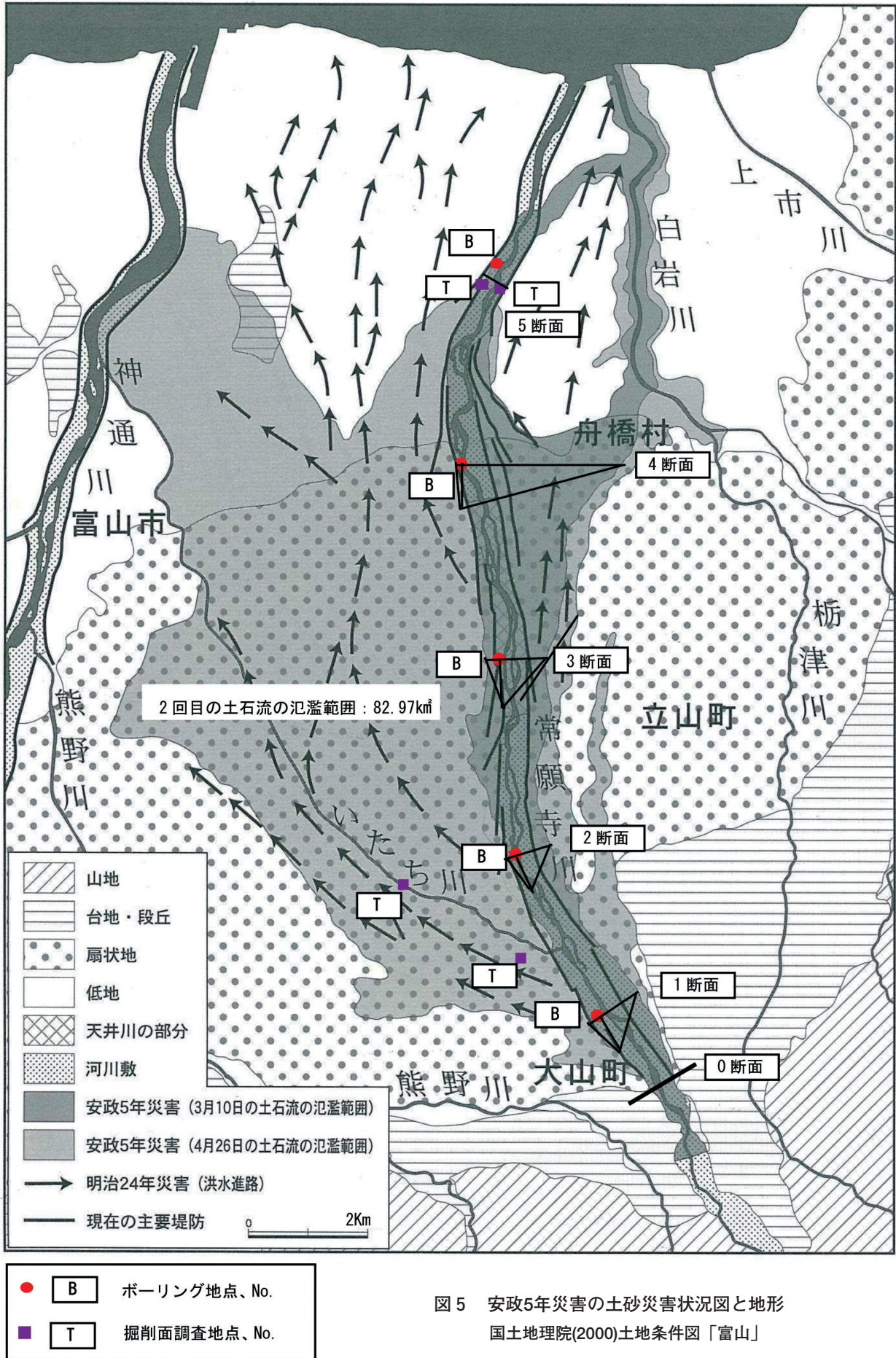


図5 安政5年災害の土砂災害状況図と地形
国土地理院(2000)土地条件図「富山」

3. 「富山低地」の堆積構造

富山の海岸平野は神通川の西の射水平野と、東の「富山低地」に分けられる。射水平野における縄文海進は藤井（1964）により詳しく研究されているが、常願寺川・上市川・早月川扇状地で囲まれた「富山低地」については不明なままであった。土地条件図「富山」（2000）、沿岸海域土地条件図「富山」（1970）・「魚津」（1970）が発行され、地図上に1 m等高線が描かれ自然堤防や微高地が図示され、富山低地の表面構造が明らかになった。

今回、町袋と水橋地区の現在の霞堤の基部にある自然堤防を調べたところ、下部にヨシやアシの茎を交えた後背湿地の堆積物が形成され、その上部には炭質物なども入っており、後述のように年代が測定された。また常願寺川河口右岸にプレジャボートの港が建設中でその南に自然堤防があり、そこにも後背湿地堆積物が発達しその中からカキ殻3個を収拾した。町袋地区の掘削面（自然堤防）（T1 地点）から採集した炭質物の年代測定をしたところ 4397±30BP、4510±31BP の年代を得た。また右岸水橋地区の掘削面（T2 地点）から採集した炭質物の年代測定をしたところ 4174±30BP ~ 4761±31BP が得られた。（表1、写真2参照）

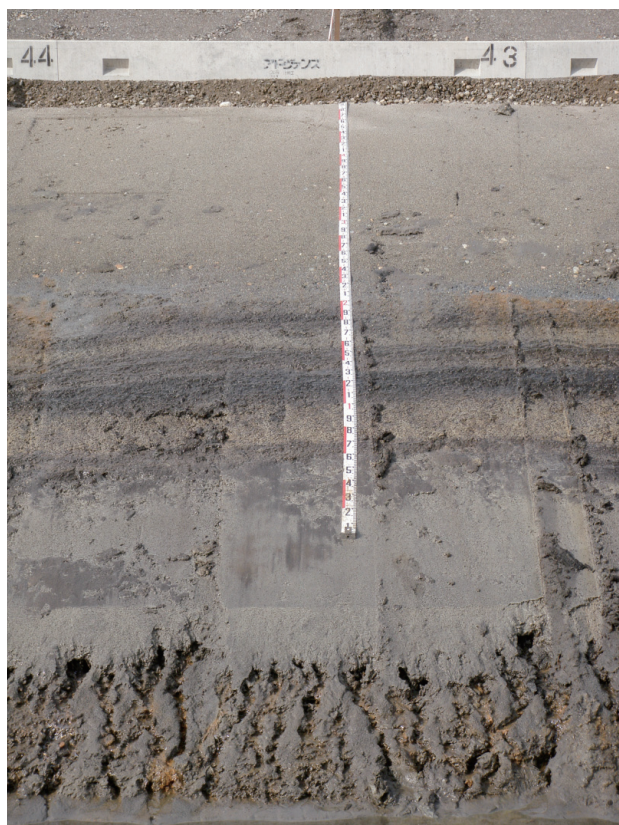


写真2 後背湿地堆積物（町袋護岸工事）

試料番号	採取方法	分析試料	14C age (BP)	error	測定番号 (NUTA2-)
JG-T1-1	トレンチ	ピート	4397	30	15110
JG-T1-2	トレンチ	植物片	4510	31	15106
JG-T2-1	トレンチ	植物片	4174	30	15114
JG-T2-2	トレンチ	植物片	4590	30	15115
JG-T2-3	トレンチ	植物片	4627	31	15107
JG-T2-4	トレンチ	植物片	4740	31	15116
JG-T2-5	トレンチ	木片	4761	31	15108
JG-T2-6	トレンチ	木片	4746	30	15119
JG-T3-1	トレンチ	ピート	662	27	15117
JG-T3-2	トレンチ	針状植物葉片	596	27	15120
JG-B1-1	ボーリング	ピート	4956	32	15111
JG-B1-2	ボーリング	ピート	6191	33	15113
JG-B1-4	ボーリング	ピート	8304	36	15122
JG-B1-6	ボーリング	植物片	10250	40	15118
JG-B2-1	ボーリング	ピート	3307	29	15125
JG-B2-4	ボーリング	ピート	6539	33	15123
JG-B2-6	ボーリング	ピート	8621	36	15124
JG-B5-1	ボーリング	木片	50	26	15109

表1 炭質物のC14年代 立山砂防事務所（2010）

このことは約 5000 ~ 6000 年前に縄文海進があり、海は現在の 6 m の等高線、水橋市田袋・水橋池田町・水橋小出・水橋伊勢領・水橋五郎丸・滑川市田中新町・同市寺家町を結ぶ線まで浸入し、海岸部には砂丘ができ、後背湿地になったことを示している。

後背湿地にはヨシやアシが育ち堆積し、時たま砂丘が切れ海水が浸入することもあった。その後、海退に伴い常願寺川・白岩川・栃津川の本流やその支流によって後背湿地堆積物は浸食され、新しい自然堤防が堆積し、常願寺川、白岩川、上市川の本流や支流によって浸食され自然堤防が残った。

なお、土地条件図「富山」（2000）に図示された微高地には、本川・支流による自然堤防と、後背湿地が浸食されずに残った微高地の両方が考えられる。

さらに約 2000 年前、海は後退の極に達し、片貝川の扇状地では先端の小川に沿って沢杉が生育したが、地盤が固いので杉は直根を伸ばせず、安定を保つため横に根張りし、魚津埋没林博物館で見られるように盤根錯綜した根となった。ここは扇状地の礫層からなり地盤沈下の起こりにくい土地で、この海水面低下は弥生の海退と呼ばれており太平洋岸にも知られている（藤井ほか、2003）。

4. 常願寺川隆起扇状地とくさり礫

常願寺川の扇頂には左岸、右岸とも隆起扇状地が分布しており、特に右岸の段丘は「上段」、「下段」と地名がついている。上段には 5 万年前を示す大山・倉吉テフラが分布し、富山平野を取り巻いてよく発達しており MIS（海洋同位体ステージ）の 5e に対比される。また下段は粟巢野段丘に対比され、粟巢野段丘には AT テフラが分布し MIS の 2 に対比され約 2 万年前と

されている。隆起扇状地は下位よりくさり礫を含み傾斜を持つ呉羽山礫層、その上位に一部平坦面の浸食された東福寺礫層から構成される高位段丘、上段礫層からなる中位段丘層、下段礫層からなる低位段丘と現在の常願寺川の流れに沿う沖積段丘から構成されている(藤井, 2000)。(表2 参照)

礫が風化してスコップで削れる硬さになっているのを“くさり礫”と呼んでおり、呉羽山礫層の大部分がくさり礫になっている。今回、常願寺川に沿った試錐B3、B4、B5 からくさり礫層が発見された。くさり礫はB3の地表から深さ35.5～50m、B4の地表から深さ20.8～30m、B5の地表から22.0～30mに黄褐色になった花崗岩、閃緑岩、緑や紫色になった安山岩があり、ハンマーで削れるのが特徴である。

これらのくさり礫はB5地点から西へ4.3kmの上今町神社の小山と、東へ4.2kmの立山カントリークラブの坂道に分布している。(写真3 参照)



写真3 くさり礫 (立山カントリークラブ)

くさり礫の上位に高位段丘礫層、中位段丘礫層、低位段丘礫層が堆積し合計すると厚さ50m以上あるのが普通であるが、試錐では見当たらず、全ての段丘礫層が剝されたものと考えられる。現段階では中位段丘から、呉羽山礫層の年代を知る為の年代資料を得ることができないので堆積した時代の論議ができない。しかし、今のところ言えることは、中位段丘が13.5万年前のMIS5eに対比される、呉羽山の火山灰をフィッシュトラック法で年代を測ったら30から60万年前とでている。くさり礫はこれらの年代を参考にすれば30～13.5万年の間にある時期に、礫を腐らすような気候があったことを示している。(表2 参照)

5. 常願寺川平野の後氷期層(“沖積層”)の堆積量

常願寺川を中心に2kmごとに6本の南北地質断面図を描き、2万年前(後氷期層すなわち“沖積層”)から現代までに常願寺川の流水で上流から運ばれてきた土砂の堆積量を計算した。地表および海底は土地分類図の等高線及び等深線を利用した。洪積層と“沖積層”との境界は試錐資料の使えるものはそれにより、またN値など、先に発行された地盤図集(1979)などを利用し区分した(図2参照)。1980年の淡青丸による富山湾の陸棚調査で、水深100m前後で礫層がはっきり二分されるので、上部を“沖積層”(後氷期層)、下部を洪積層(奈須ほか1966)、それを利用して海底部の断面を描いた。その結果、後氷期の堆積量は52.3億m³と算出した。

地形面	神通川	常願寺川	上市川	早月川		片貝川	布施川	黒部川	テフラ	MIS	万年前
				l	r						
I	沖積層 F+N ☞	F+N ☞	F+N ☞	F	F (☞)	F	F	F (☞)			
II	下段累層 春日g(火) 大久保g(火)	岩峠野g 下段g	湯崎野g l 広野r g		浅生野g 吉野g	石垣野新g	発電所面g 長引野g	下立g l 前次野g 舟見野r g	AT	2	2
III	上段累層 船峠g(火)	上野g l 上段g(火)		大崎野 室山野	下椿g	大海寺新g	長引野g 天神野 観音平g	前沢野g	DKP	5e	5~15
IV	東福寺累層 井田砂泥五層g 寺家g ○	瀬戸砂泥五層g 瀬戸公園g ○	眼目砂泥五層g 松原野g	東福寺g		榎方城g	開山g 天神山g	十二貫野g l 棚山g			
	呉羽累層	K	K	K	K	K	K	K			

F: 扇状地礫層 N: 自然堤防帯構成層 K: 呉羽山礫層 g: 礫層 l・r: 左, 右岸
☞: 植物化石 (火): 泥流 ○: くさりれき

表2 隆起扇状地とその年代 藤井(2000)を一部改める

“沖積層”と洪積層の境界近くにB1で10250±40BP、B2で8621±36BPの年代値を得ている。しかしここで議論しているのは頭で考える1万年前の完新統でなく、実際に2万年前に氷期が終わり海面の上昇に伴って形成された後氷期層（“沖積層”）である。ここでは完新世と洪積世の境は氷期の最後に海面低下があった時とし、その年代を2万年とした。

以上によって“沖積層”の堆積量は、2万年間に52.3億m³と推定した。すなわち年間堆積量は26.1万m³となる。ちなみに藤井（1965）は同様な堆積条件で形成された黒部川扇状地の年間堆積量を22万m³と計算している。

また、鷲尾（1951）は常願寺川の排出土砂量は年間100万m³で、平野に堆積するのは23万m³、河口から海に排出される土砂量は77万m³としている。

一般に、セントヘレンズ火山や雲仙普賢岳で報告されている火山噴火後の流出土砂量の低減と同じく、大きいイベントの後、徐々に流出土砂量が減ってくるが、常願寺川の場合カルデラ内にまだ多量の不安定な土砂が残っており、どの程度になれば安定化するかわからない。ただ、明治以降100年にわたって不安定な土砂を安定化（土砂をかん止）してきた砂防事業による効果が大きいと考えている。

6. 跡津川断層の活動と常願寺川の流出土砂量についての一試論

ここでは、カルデラ内での大規模な土砂生産を跡津川断層の活動と関連すると仮定し、常願寺川の流出土砂量を検討した。

跡津川断層の活動について、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2004）は最近5回の活動から平均活動間隔を2,300年から2,700年としている。仮に過去2万年間に2,500年間隔で活動したとすれば8回の断層活動があったことになる。

今回算定した後氷期層（“沖積層”）の堆積土砂量52.3億m³／2万年から、1回の断層活動に伴う平均堆積土砂量6.5億m³が得られる。この値と1858年の断層活動で発生したカルデラ内の実績崩壊土砂量を4.1億m³（町田1962）とを比較すると、2,500年間の堆積土砂量のほうが1.6倍程度大きい値となる。

一方、土砂の生産・流出・堆積は断層活動によるものだけでなく、降雨とそれに伴う洪水も起因とされ、これらによる2,500年間の土砂流出量を考慮する必要が

ある。常願寺川流域の山地面積は350.3km²あり、そのうちカルデラの占める流域面積は1／10以下と小さい。

ちなみに河川砂防技術基準案計画編（建設省河川局砂防部1997）では、単位流域面積あたりの計画流出土砂量を計画規模洪水（1洪水）で花崗岩地帯であれば45,000～60,000m³／km²としている。立山砂防の計画規模洪水は150年超過確率である。また、鳶泥や火山噴出物が堆積しているカルデラを除く流域は、主として花崗片麻岩を基岩とし、かつマサ化するほどの強風化は見られないが、ここでは単位流域面積あたりの流出土砂量を45,000～60,000m³／km²・150年と幅をもたせた。

洪水確率補正1.21、流域面積補正0.5とし、山地流域面積350.3km²で計算すると1洪水あたりではおおよそ0.10～0.13億m³の土砂流出量が見込まれる。2,500年間に16回の計画規模の洪水があると想定すれば、2,500年間で1.5～2.0億m³となる。1858年の実績崩壊土砂量4.1億m³（町田1962）を加えると5.6～6.1億m³が得られる。2,500年間に発生する洪水の年超過確率は150年規模以上2,500年規模の洪水まで見込まれることを考えると、2,500年間に堆積したと仮定した平均流出土砂量6.5億m³にかなり近似した値といえる。また、鳶泥のほとんどが火山岩質であることから、火山噴出物地帯の値60,000～80,000m³／km²・150年で花崗岩地帯と同様に試算すると、おおよそ6.0～6.7億m³が得られより整合した値となる。

7. まとめ

調査結果の検討や取りまとめは未だ途中にあるが、2009年に行った調査で新たに得られた知見と推論は次のとおりである。

1. 鳶泥の分布については下流部分では浸食が激しく良く解らないが、扇頂部分ではかなり残っており詳しい調査をするとある程度復元できるようである。今回平野の鳶泥の分布を1億m³と計算した。
2. いままで不明であった縄文海進の常願寺川扇状地における過程を明らかにすることができた。
3. B3・4・5の下部にくさり礫のあることが分かり、常願寺川扇状地の構造を明らかにすることに役立つ。
4. 扇状地の堆積構造が明らかになり、後氷期層＝“沖積層”の堆積量が26万m³／年であることが分かった。

5. 仮定は多いが、跡津川断層の活動に伴う生産・流出土砂量を1858年実績4.1億m³を標準として、これに花崗岩地帯で計画規模の洪水により流出する土砂量を加えた値は、今回算定した常願寺川扇状地の2万年間に堆積した土砂量とかなり近似することが分かった。また、鳶泥の岩質から火山噴出物地帯とすれば、より整合することがわかった。

※ 立山砂防事務所（現在）と立山砂防工事事務所（以前）は同じものであり、省庁再編によって、2001年以前は建設省北陸地方建設局に属し、2001年以降は国土交通省北陸地方整備局に属している。

参考文献

- 中央防災会議・災害教訓の継承に関する専門調査会（2009）1858 飛越地震報告書、207p.
- 藤井昭二（1964）地質から見た射水平野の形成と放生津潟の変遷、富山県放生津潟周辺の地学的研究 I、1-14 p .
- 藤井昭二（1965）黒部川扇状地の形成と富山湾周辺部の埋没林について、地球科学、78、11-20p.
- 藤井昭二（2000）大地の記憶、桂書房、197p.
- 藤井昭二・真柄一志・藤則夫・邑本順亮・中村俊夫・吉井亮一・森勇一（2003）“魚津埋没林”とその成因、金沢大学日本海域研究報告書 34、1-19p
- 原山智・高橋浩・中野俊・刈谷愛彦・駒沢正夫（2000）（5万分の1地質図幅）「立山」及び説明書地質研究報告、地質調査総合センター .
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2004）「跡津川断層の長期評価について」、http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka02_danso.htm
- 常願寺川団体研究グループ（1969）常願寺川流域の段丘と立山火山の形成時期、自然と社会 35、5-12p.
- 建設省河川局砂防部（1997）、改訂新版建設省河川砂防技術基準（案）同解説計画編（1997）、49p.
- 建設省北陸地方建設局富山工事事務所（1962）常願寺川沿革誌、95-98p
- 建設省北陸地方建設局北陸技術事務所監修（1979）富山県平野部の地盤図集
- 建設省北陸地方建設局立山砂防工事事務所（1974）、常願寺川流域崩壊調査報告書（総括編）、108p.
- 国土地理院（1970）土地条件図（沿岸を含む）「富山」.
- 国土地理院（1970）土地条件図（沿岸を含む）「魚津」.
- 国土地理院（2000）土地条件図「富山」.
- 国土交通省北陸地方整備局（2009）常願寺川水系河川整備計画、8p
- 国土交通省北陸地方整備局立山砂防事務所・基礎地盤コンサルタント（2010）平成21年度常願寺川流域堆積土砂調査作業報告書（MS）
- 黒部川ダム排砂評価委員会資料（23回）（2010）平成21年7月連携通砂の実施過程について（MS）.
- 町田洋（1962）荒廃河川における浸食過程—常願寺川の場合—地理学評論 35、157-174p.
- 奈須紀幸・藤井昭二・本座栄一・木村正昭（1966）富山湾陸棚部の海底地質、日本海地域の地学的諸問題、203-212p.
- Ouchi, S. and T. Mizuyama（1989）Volume and Movement of Tombi Landslide in 1858. Japan 地形、10巻1号、27-51p.
- 立山町史（1984）、333、339p
- 鷺尾蟄竜（1951）荒廃河川の一例としての常願寺川改修計画、新砂防 6巻、1-59p

【要旨】

安政5年（以降1858年）の飛越地震により発生した鳶崩れによる鳶泥は、下流の扇状地上にある集落に大きな被害を与え、災害を防止するため砂防事業が行われている。地形形成史の観点から、巨大崩壊が流域に与える影響について調査するため、鳶泥を追跡する試錐を主とする調査を行い、その分布や堆積物に含まれる有機物の年代測定、常願寺川隆起扇状地とくさり礫の分布、同扇状地の堆積構造と“沖積層”の堆積量を調べた。また、1858年の鳶崩壊に伴う扇状地上の鳶泥の量が1億m³であることがわかった。その結果、過去2万年間の堆積土砂量は52.3億m³、年平均26万m³である。これと1858年以降の流出土砂量と比較すると、150年たった今でもまだ、常願寺川は異常に多い土砂流出状況にあると言える。また、跡津川断層の活動と流出土砂量を検討し、今回算出した“沖積層”の堆積土砂量と比較を試みた。