

20. 富山平野

－急流河川がつくる扇状地群の平野

1. 平野の土地環境

富山平野は、中部山岳地帯から流れ出る大小の急流河川がつくる扇状地の複合による平野です。富山湾には水深 1,000 m の深海が入り込み海底の勾配が急なので、河川が運び出した土砂は深い海底に沈んだり沿岸流に流されたりして、三角州をほとんど発達させません。このため平野の大部分は砂礫で構成される扇状地で占められます。標高 3,000 m の飛騨山脈が背後にそびえる平野東部では、海岸までが急勾配扇状地であって、弧状に張り出す海岸線がそれを明らかに示しています(図 1)。

平野中央部に細長く突き出す呉羽丘陵によって、平野は東西に 2 分されます。西側は庄川をつくる比較的緩やかで広い扇状地と、海岸部の三角州性低地からなります。扇状地部は砺波平野と呼ばれ、屋敷林で囲まれた家が散在分布するという散村景観で知られています。扇状地の広さは日本で有数の大きさです。三角州低地域は射水平野と呼ばれ、かつて放生津潟という潟湖もあった低湿地があります。ただし泥層部は少なく砂礫層が主です。

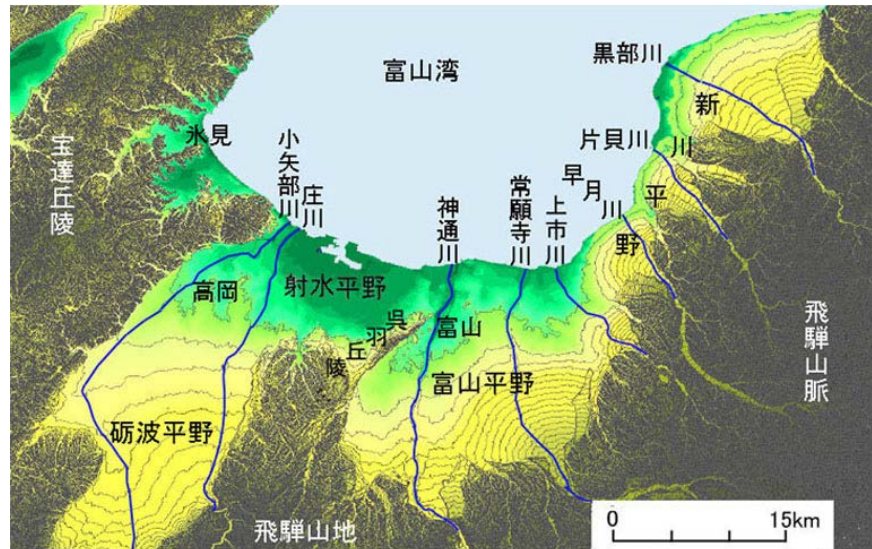


図 1 富山平野の地形 黄色～黄緑色の範囲が扇状地、北東～南西方向の地形配列(線状構造)が目立つ

平野東側では、富山市のある常願寺川・神通川の扇状地とその海側の低地を狭義の富山平野と呼び、富山湾東岸に連続する黒部川～早月川の急勾配扇状地域は新川平野とすることがあります。常願寺川扇状地は平野の主体で、大量の砂礫運搬により急勾配の大きな扇面を見事な同心円状に広げ、隣接の神通川河道にまで張り出しています。神通川は流域面積では 6 倍も大きいものの運搬砂礫はより少ないので、その扇状地は西に押しやられてしまっています。最北の黒部川扇状地は常願寺川とほぼ同規模の典型的な急勾配扇状地です。平野東部における地形断面は、3,000 m の高山岳から水深 1,000 m の深海まで続く比高 4,000 m の長大な急斜面を示し、扇状地部はその中腹にできた 1 つのテラスといった様相の地形です。

河流が山の谷間から開けた平坦地に流れ出るところに、砂礫が扇形状に堆積して形成された地形が扇状地です。砂礫の運搬は土石流および河流によって行われます。土石流による扇状地は急勾配であって、およそ 1/30 以上です。これよりも緩やかな扇状地は河流の運搬・堆積作用によるものです。勾配 200 分の 1 以下といったかなり緩やかな扇状地形は、一般に扇状地性平野(緩扇状地)として区別されます。

堆積面の勾配と流量(流域面積)とは逆比例的な関係にあるので、大きな河川ほど勾配の緩い扇状地をつくります。扇頂部と扇端部を除く扇状地主部の平均勾配は、神通川(上流域の面積 2,240 km²)が 1/200、庄川(1,020 km²)が 1/160、黒部川(630 km²)が 1/90、常願寺川(380 km²)が 1/60、早月川(145 km²)が 1/50 でこの関係がほぼ成り立っていますが、常願寺川はややはずれて相対的により大きい勾配を示します。

砂礫運搬量が多いと規模（扇頂部の高さおよび扇端までの長さ）がより大きくなります。常願寺川扇状地の扇頂部標高は180 mで、黒部川の120 m、神通川の100 m、早月川の140 mなどに比べ非常に高く、また段丘化扇面もごく低いものがあるだけなので、最近砂礫堆積が著しく進行してきていること、したがって土砂氾濫の危険が大きいことがわかります。

上流山地で巨大崩壊が起こって砂礫が大量に流出してくると、急勾配の堆積が生じます。これはその後の河流により下刻（削りこみ）が行われて段丘化します。このような段丘化扇面（一般に台地と表現されている）が富山平野には多数分布します（図2）。このことは幾度も巨大崩壊と大量砂礫流出が起こったであろうことを伺わせます。段化（台地化）は地盤の隆起によっても起こりますが、この場合は台地の下端にも崖がつくられることでほぼ区別できます。

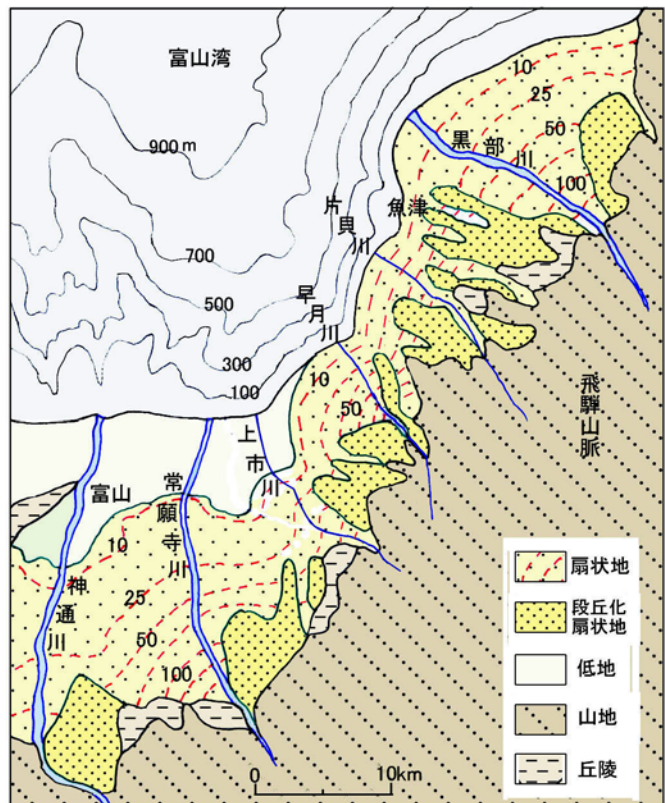


図2 富山平野東部の扇状地および富山湾海底の地形

扇状地は砂礫で構成され漏水が大きいので水田利用には適していないのですが、他に土地がないため富山平野の扇状地は古くから開発利用されてきました。扇状地面に多数分布する旧流路の溝状凹地などを利用して用水路とし、また漏水防止の客土をすることにより、台地状になった高位の扇状地も含め、大部分が水田として利用されています。多量の降雪のため年降水量は多く、平野部でおよそ2,300 mm、水源となる上流山地では3,500 mmを超えるので、水資源は豊富です。2005年の統計では県の耕地面積の97%が水田で、全国一の水田化率になっています。このため扇状地河川の治水が他地域にも増して重要な問題になっています。

富山湾東岸では海岸侵食が著しく進行しています。1900年代半ばには黒部扇状地の北岸において年に2 m以上もの海岸線後退が生じていました。このため海岸線の形が扇形からかなりずれていきます。これを起こしているのは北からの高い波と強い沿岸流です。海岸侵食は徐々に土地が消失していくという深刻な問題を引き起こす災害です。

富山湾の海底では埋没林が見出されます。これは海面上昇などにより陸地が沈水したところへ、河川から大量の砂礫が運ばれてきて森林が急速に埋没し、水温が低いのでそのまま保存されたことによると考えられます。侵食・運搬作用が激しいことの1つの表れです。

2. 扇状地の洪水

扇状地の等高線はほぼ同心円状ですが、このことは扇状地河川が多くの分派川に分かれて扇面上を乱流し、本流河道も頻繁に位置を変え、洪水が扇面上に満遍なく氾濫して砂礫を堆積させたことを意味しています。現在では河川工事により河道はほぼ1つにまとめられていますが、以前の分派川の位置は扇頂部付近から放射状に伸びる浅い溝状凹地により知ることができます。その主要なものは現在も用水路として使われています。分派川は洪水の水みちともいえるもので、分派の地点において本流河道からの氾濫が生じやすく、洪水流の主流は溝状凹地内を一気に流下します。氾濫が

扇頂で生ずると、そこから放射状に伸びる凹地をたどって洪水が流れ、本流から遠く離れたところにまで達することがあります。この結果本流河道が突然大きく移動したりします。大量の土砂流出は流路の変動をいっそう激しくして、その後に洪水を頻発させます。

扇状地河川は岩礫がごろごろする広い河原をつくり、水流は網目状になって流れます。河床勾配が大きいので洪水流の土砂運搬力は大きく、多量の土砂移動により流路変化が激しいので、治水が困難な荒れ川と呼ばれます。

2.1 黒部扇状地と1969年洪水

1969年8月10～11日、前線の活動による総雨量1,000mmの大雨が北アルプス山地に降り、山脈中央を縦に流れる黒部川の流量は、既往最大を大きく超えました。多量の砂礫を運搬する黒部川は、山地前面に急傾斜の大きな扇状地をつくって、水深の深い富山湾に注いでいます。扇状地の多くにおいて見られるように、黒部川でも逆ハの字型で上流に向け開く霞堤が、扇中央部から扇端部にかけてつくられています。霞堤は洪水を穏やかに氾濫させる役割のものです。しかし破堤は生じて、氾濫流は前面に伸びる旧流路内を一気に海まで流れ下りました。

破堤は河口から6km地点の福島地先にて生じました。ここは2列の堤防が並走する霞堤部で、この両方とも破堤しました。破堤箇所は本川河道がゆるやかに曲流する外カーブ側(水衝部)であり、また、掘り込み河道から天井川に移行する地点であり、さらに、河床勾配が緩くなり始める遷緩部にあたっています(図3)。

曲流部では遠心力の作用により外カーブ側の水位が高くなります。この洪水では左右両岸の水位差は最大で3mでした。天井川への移行地点では、河床高が扇状地面と同じ高さになって、それまで河道内に閉じ込められていた洪水が溢れ出しやすくなります。河床勾配は、破堤地点の上流ではほぼ1/80であり、これよりも下流ではしだいに緩やかになって、河口部で約1/200です。河床勾配が緩やかになるところでは流速低下により水位が高くなります。

氾濫流は堤防を斜めに切り取って扇状地面の傾斜方向を明瞭に示しながら流れ、前面に伸びる旧流路内からほとんど溢れることなく流下して海に達しました。被害は住家流失・全壊7戸、床上浸水436戸、床下浸水410戸などでした。

本流河道が現在の位置に移ったのは1685年の洪水のときと言われており、それ以前は、扇状地の東縁を北に向かい、現在の古黒部川付近を流れていました。扇頂部での氾濫により流路が大きく移動したものと考えられます。

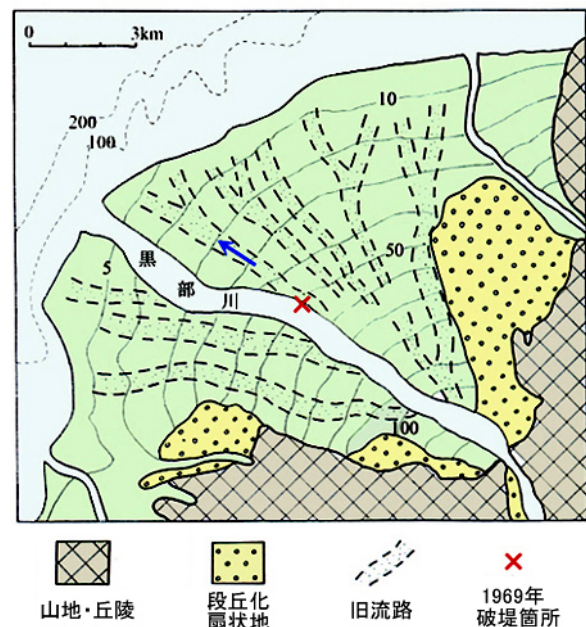


図3 黒部川扇状地の地形と1969年洪水

2.2 常願寺川の1858、1891年洪水

1858年(安政5年)、立山山地を水源とする常願寺川が大氾濫し、死者140人などの被害が生じました。この洪水は、4月9日の飛越地震(M7.1)によって立山カルデラ内で生じた鳶崩れと呼ばれる巨大崩壊(土砂量約1.5億m³)による2箇所の大地すべりダムが決壊したことによるものでした。まだ全山積雪の時期で雪解け水がダムを満水にするのに時日を要し、決壊は地震の14日後(4月23日)と59日後(6月7日)に起こりました。14日後の洪水は、信濃大町付近を震央とするM5.7の地震で

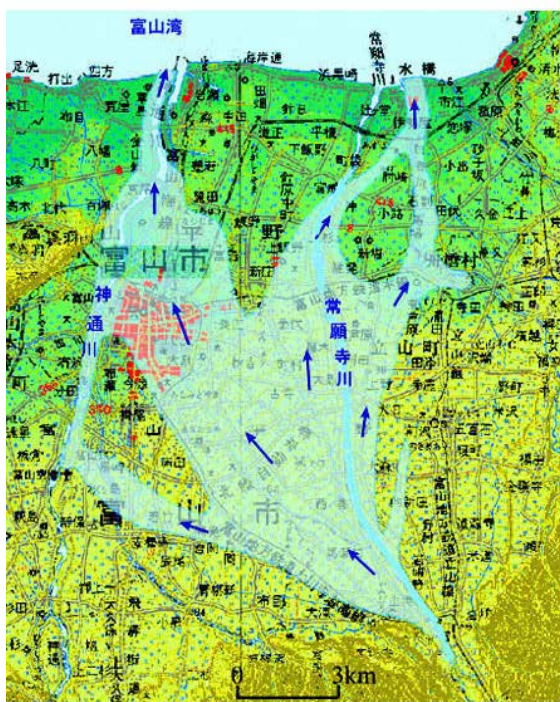


図4 1858年飛越地震による常願寺川の洪水

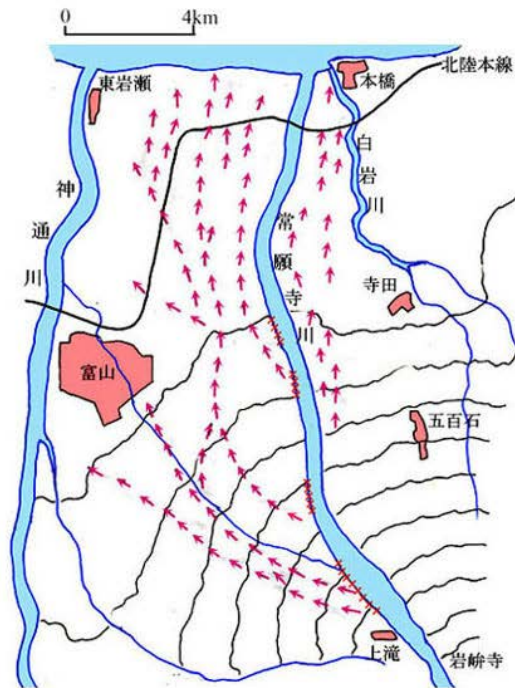


図5 1891年豪雨による常願寺川の洪水
(富山県資料)

地すべりダムが崩壊したため生じた洪水と推定されます。まだ満水に達していなかったため流量はあまり大きくはなく、氾濫は河道付近に限られました。しかし土砂は河道を埋めて河床を上昇させたので、次の氾濫を大きくしました。59日後の洪水は融雪水で満水になって決壊したもので、洪水流出量が多く、扇頂から始まって左岸側(西側)扇面に広く氾濫しました(図4)。扇頂～扇央部において右岸側扇面はやや段丘化(比高数m程度)しており、左岸扇面では最大傾斜の方向が河道から離れた北西方向に向かっています。この地形条件を反映して、洪水は扇頂から左岸扇面に広く氾濫し、神通川にまで達しました。神通川河畔にある富山市街は全域浸水しました。

1回目の洪水による被害は、死者5、流失・壊滅家屋約250戸、耕地壊滅不毛となった石高約5千石など、2回目の洪水では、死者135、流失・壊滅家屋約1,360戸、耕地壊滅不毛となった石高約2万石との記録があります。

上流山地から扇状地への土砂流出が引き続き生じているステージでは、河床は扇面と同じ高さかそれ以上になっています。土砂流出が途絶えると河流の侵食により、河床高は扇面よりも低くなり、それは扇頂から下流へと進行していきます。扇端部では天井川が普通です。この結果河道の縦断面と扇面の縦断面は交差します。黒部川では、おそらく上流に多くのダムがつくられたことによる流出土砂の減少により、扇頂部で河床低下が起これ、交差位置は扇央下部にあります。常願寺川では、1858年およびそれ以前の生産土砂が大量に(2億 m^3 ほど)山地内にとどまっており、それが継続的に流出しているため、河床高は全面にわたって高く、氾濫は扇頂部から生じるといふ地形条件にあります。

1858年以前においても、扇状地の地形に支配されて、河道がゆるやかに右にカーブする扇頂下部(用水の取水口が多く設けられていた馬瀬口付近)において、たびたび左岸扇面への氾濫が生じていました。馬瀬口での氾濫は富山城を脅かすので、富山藩はここに堅固な石堤を築いていました。

1858年の後における大洪水は1891年(明治24年)に生じ、本流堤防は扇頂部で5箇所破堤し、1858年とほぼ同じ範囲に氾濫しました(図5)。扇面を放射状に派生する用水路(多くは旧流路)が洪水の主流になりました。明治政府によりオランダから招聘された技師デレーケは、この災害の現地調査を行い「これは川ではない、滝だ」と言ったと伝えられています。ただし、常願寺川が扇状地部

において特に急流であるわけではなく、上流域の面積にほぼ応じた勾配(約 1/60)を示しています。神通川・庄川・黒部川など富山県下の主要河川は氾濫し、全県の被害は死者 16、流失家屋 50 戸、浸水家屋 7,600 戸などでした。富山市では、常願寺川と神通川の氾濫により、死者 4、家屋の流失・全壊・半壊 17 戸、浸水 5,500 戸の被害をうけました。常願寺という名称は、洪水が起こらないことを常に願うという意味をこめて名づけられたようです。山崩れの土砂流出がなくても扇状地河川は治水の難しい荒れ川なのです。

3. 地震活動

富山平野は、北東-南西方向に走る断層群により陥没した断層盆地で、厚い砂礫で埋められています。中央に突き出て平野を 2 分する呉羽丘陵は、その形が示すように断層隆起軸です。この東縁に活断層の呉羽山断層があり、東側がより深く沈降しています。埋積砂礫層の厚さは海岸部で最大 400 m ほどです。一方西側では砂礫層の厚さは 200 m ほどであり、薄い粘土層を挟んでいます。表層は平野全域にわたり砂礫質です。したがって大きな沿岸平野ではあるものの、新潟平野とは対照的に、軟弱沖積層はほとんどなく、地震に対しての地盤条件は良好です。ただし射水平野の湧起源低地では、液状化のおそれがある砂層が多少とも分布するでしょう。

呉羽山断層帯の活動により、今後 30 年以内に地震(M7.2 程度)が発生する確率は 0~5%と、かなりの幅がある評価がなされています。断層は富山市街北部を通っているので、活動した場合の被害は大きくなる可能性があります。富山湾には深い海底谷が入り込んでおり、プレート境界を疑わせますが、この海域では海溝型の地震発生記録はありません。最大規模の内陸地震であった 1891 年濃尾地震(震央は富山市から 130 km 離れている)では、越中で家屋全壊 2 棟といった程度の被害でした。

1858 年飛越地震(M7.1)は、富山・岐阜県境のやや南方(岐阜県側)を走る跡津川断層帯の活動によって起こりました。被害は飛騨・越中・加賀・越前の広い範囲にわたったのですが、地震動被害が著しかったのは飛騨北部山地内の断層沿いの地区で、潰家率 100%の村もありました。常願寺川洪水も含めた全体の被害は、死者 426、流失・全壊・半壊家屋およそ 4,510 戸など

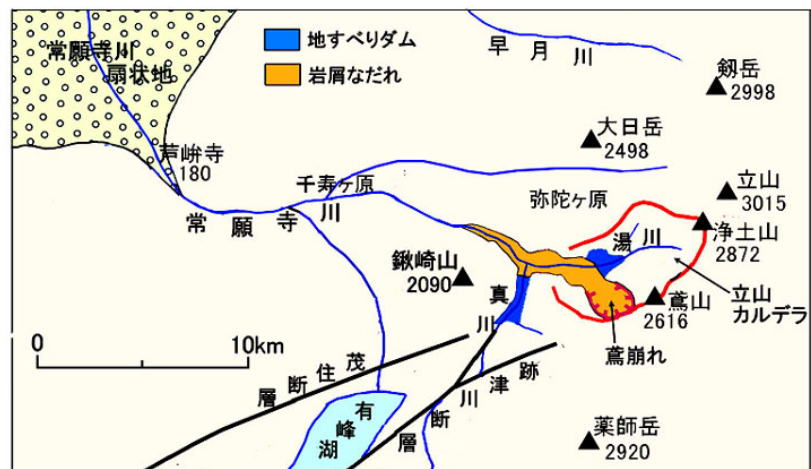


図 6 1858 年飛越地震による鳶崩れ

です。洪水を除く死者は、飛騨 209 人、富山県下で約 70 人でした。

活動した跡津川断層帯の東端では、立山カルデラ内で 600 ガルと推定される強震動により、土砂量約 1.5 億 m³ の鳶崩れが発生しました(図 6)。これにより生じた岩屑なだれは常願寺川上流の谷底を流れくだり、約 10 km にわたってその堆積層(土石流段丘)を残しています。堆積の厚さは湯川と真川の合流点付近で 150 m です。この谷埋積は湯川と真川に大きな地すべりダムをつくりました。その規模は、湯川が堰止め高 20 m、湛水面積 0.6 km²、湛水量 4 百万 m³、真川が堰止め高 150 m、湛水面積 0.8 km²、湛水量 4 千万 m³ と推定されています。湯川では谷床の埋積が著しくて堰止め高は大きくなりませんでした。

これ以外にも山くずれおよび地すべりダムは多数生じたと考えられます。カルデラ壁には多数の崩壊地があり、谷底には幾段もの土石流段丘が分布するので、これ以前にも巨大崩壊と岩屑なだれ

が起っていたと思われます。これにより多量の土砂流出が生じたことが、段丘化して台地上になった扇状地面が分布することからも推定されます。富山平野の他の扇状地においても、段丘化した扇面は広く分布しています。

- 貝塚ほか編(1985)：日本の自然4，日本の平野と海岸．岩波書店．
水谷武司(1987)：防災地形第二版．古今書院．
田畑・水山・井上(2002)：天然ダムと災害．古今書院．
中村ほか編(2000)：地震砂防．古今書院．

防災基礎講座：地域災害環境編

http://dil.bosai.go.jp/workshop/06kouza_kankyo/

公開：平成28年10月

国立研究開発法人 防災科学技術研究所 自然災害情報室

文責：水谷武司(客員研究員)