

7. 大井川流域

－かつては東海道の難所であった荒れ川

1. 山地の地形・地質と土砂生産

大井川は、白根・間ノ岳(3,189 m)を最上流水源山地とし、南北に連なる大起伏の南アルプス・赤石山地中央をその走行方向に貫流して深い縦谷をつくり、駿河湾にまっすぐ流れ出す急流の河川です(図1)。大量の運搬砂礫は海に臨んで大きな扇状地を発達させています。飛騨山地(北アルプス)でこれに相当する縦谷は黒部川で、同じように深い峡谷と大きな扇状地をつくり日本海に注いでいます。

日本列島の2大断層帯である中央構造線と糸魚川・静岡構造線とにより楔状に挟まれているという地質構造に制約されて、東西幅(横幅)が10～15 kmと、南北長さ約100 kmのおよそ8分の1の細長い流域をつくり、南にほぼ直線的に流れます。流域が細長くて急峻であると、豪雨の流出水が短時間内に本流に集まってきて、洪水時の水位上昇が速くなります。

赤石山地は四万十層とよばれるおよそ1.5億年～3千万年前(中生代～古第三紀)の砂岩・泥岩・チャート(生物起源の石英質岩)が層状に重なった地層で構成されます。これは付加体とよばれ、海底堆積層がプレート沈みこみの際に順次剥ぎ取られ付け加わったもので、幾重にも折り重なった著しい褶曲構造を示します。地層の傾斜は全般に非常に急です。多くのところで泥岩は、薄く剥がれる割れ目の多い千枚岩になっています。これらは深いところで崩壊を起こしやすいという地質条件です。

中流部において河流は著しく蛇行し、「鵜山の七曲り」などの景観をつくっています。これは穿入蛇行と呼ばれるもので、蛇行河道を発達させた平坦な氾濫原が隆起し、河流が蛇行したままその場所を下方に侵食して大きく屈曲する谷をつくった場合の地形です。赤石山地の隆起はおよそ2百万年前から始まり、平均の隆起速度は年1 mm以上です。山地の隆起・沈降の速度としてはこれは最大級のものです。

隆起の速度が速いと河の下方侵食が激しくなるので、V字状に深く切り込んだ谷と比高の大きい急峻な山腹斜面が形成されます。これにより山体が側方に膨らみ山稜や山腹に亀裂が生じるので、地質構造の条件も加わって、千枚崩れ・赤崩れ・ボッチ薙などの大規模な崩壊が数多く発生しています。山稜に沿って連なる亀裂群と大崩壊地は荒川岳・赤石岳・塩見岳・青薙山など主要山域の多くの場所にみられます。山崩れが多いことは「薙」を含む地名が多いことにも示されています。

山崩れの生産土砂は豪雨時の激しい流れにより谷底へ、さらに下流へと運ばれます。運搬土砂の量は雨が強いほど(降雨強度の約3乗に比例)、また山が急傾斜であるほど(山地平均傾斜の約4乗に比例)多くなります。赤石山地における年降水量は3,000 mmを超え、豪雨の強度・頻度もまた大

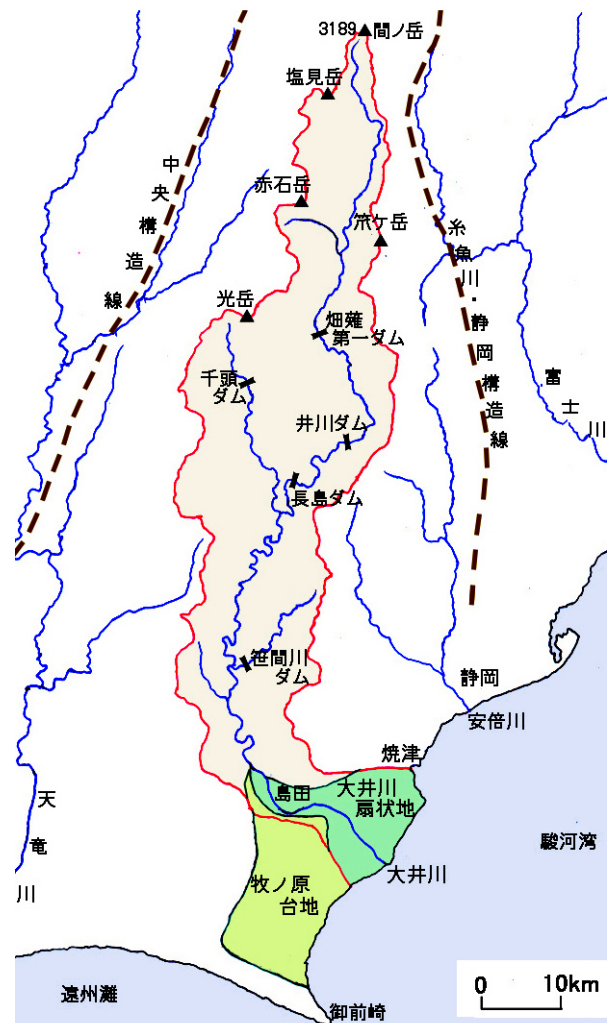


図1 大井川流域

です。井川（標高 755 m）における年平均降水量は 3,110 mm で日本の平均の約 2 倍、最近 30 年間に
おける最大日雨量は 528 mm、最大 1 時間雨量は 99 mm です。

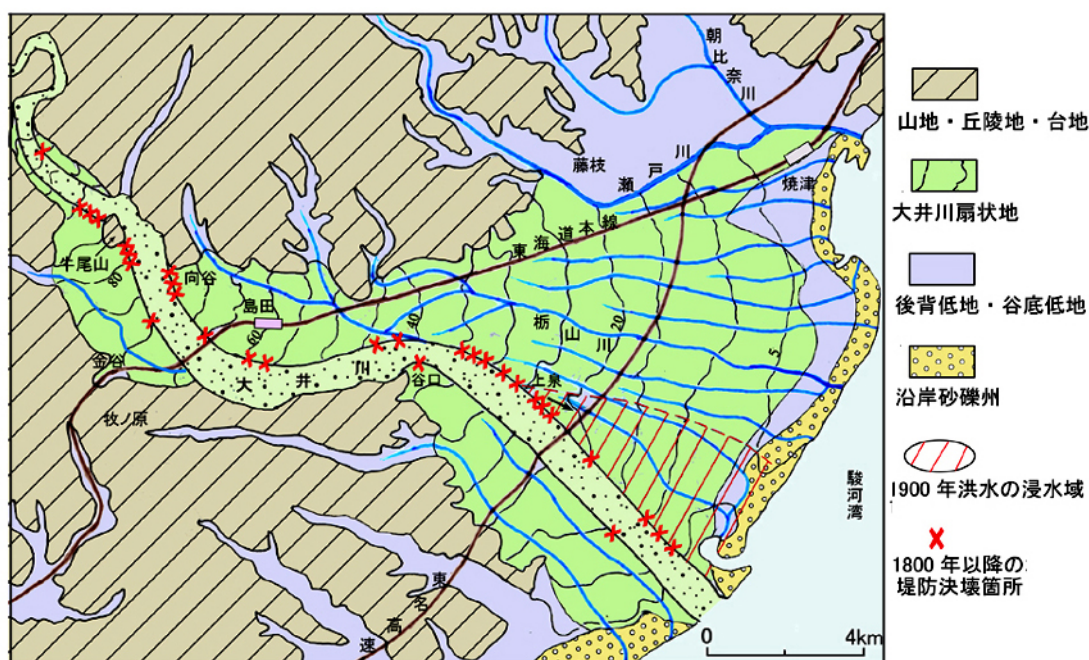
豪雨が多く地形が険しいために運搬土砂量が多いということは、発電ダムや砂防ダムの堆砂速度
が非常に大きいことに明瞭に表れています。支流の寸又川にある千頭ダム(1935 年竣工、堤高 64 m)
の堆砂率(予め設定されている堆砂容量との比率)は 98%であって全国で最大です。赤石山地を構成
する中生代・古第三紀の岩石の侵食抵抗性は、花崗岩や火山に比べ 4 倍ほどの大きさです。

大井川水系には 15 のダムがつけられています。洪水調整能力をもつのは長島ダム(2000 年竣工、
堤高 109 m、総貯水容量 7,800 万トン)など 2 つだけで、それ以外は発電ダムです。その代表的なも
のには畑薙第一ダム(1961 年竣工、堤高 125 m、総貯水容量 1 億 7 百万トン)、井川ダム(竣工 1967 年、
堤高 104 m、総貯水容量 1 億 5 千万トン)があります。大雨時にダムが満水になった場合には緊急放
流が行われるので、急激な増水の危険を下流域にもたらすことがあります。ダム堆砂は、橋脚の洗掘・
倒壊などを引き起こすおそれのある河床低下や海岸侵食の原因になっています。

2. 扇状地の地形と洪水氾濫

上流山地から運搬されてくる多量の土砂は、山地内から開けた平野に流れ出たところに堆積して
大きな扇状地をつくっています。赤石山地を流域にもつ他の大河川に天竜川と富士川がありますが、
これらは伊那あるいは甲府の内陸盆地において運搬土砂の多くを堆積させているので、海岸に面し
て形成されている扇状地性の地形は比較的小規模であり、また扇形が不明瞭です。これに対して大
井川では、狭い谷の中だけを通して一気に平野へ流れ出てくるので、海に臨む典型的な大扇状地を
発達させています(図 2)。

河流が山の谷間から開けた平坦地に流れ出てくると、水深の減少により土砂運搬力が低下し堆積
が生じて扇状地が形成されます。一般に谷の出口を扇の要(かなめ)とした扇形状に等高線が走りま
す。大井川の扇状地発達がまだ現在ほど進んでいなかったときには、この要の位置は河道が大きく
右に曲がる島田市南部(新幹線鉄橋のやや上流、右岸に「谷口」の地名)付近にあり、ここから東に向
け広がる扇状地をつくっていました。その後扇状地成長がさらに進み、上流の谷の中にまで砂礫堆
積が及んで、現在では幅約 3 km の広い谷底堆積面を、8 km ほど上流にまで遡って発達させています。



砂礫層の厚さは島田市南部(標高約 40 m)において 50 m ほどあります。層中には径 10 ～ 20 cm もの礫を含み、大井川の運搬力が大きいことを示します。

流れが扇状に広がるか否かといった洪水の様式や形成過程の違いから、大井川扇状地は、谷底平野部(延長 8 km)と典型扇状地部(長さ 12 km)とに分けられます。平均勾配は谷底平野部で 1/200、扇状地部で 1/250 です。この勾配は、中部山岳から流れ出す流域面積 1 千 km² オーダーの河川の扇状地としてはかなり緩やかです。

海に搬出された土砂は沿岸流により運ばれて、幅 0.5 ～ 1 km、標高 3 ～ 5 m の砂礫州を海岸線につくっています。駿河湾の海は深いので泥質物は拡散して三角州は発達できません。砂礫州の内陸側には厚さ 1 m 程度の砂泥層を表層に載せた後背低地が形成されています。この後背低地と扇状地(砂礫層だけで構成)との境界はほぼ 5 m 等高線の位置にあります。扇状地の側端にあたる焼津市街部では後背低地幅は 3 km と広がっています。扇状地の成長は北側を流れる瀬戸川の流路を押し上げ、北側の山地との間に排水条件の悪い後背湿地状の低地をつくりだしました。扇状地周辺山地から流れ出る他の小河川も、出口が閉塞された状態になっています。

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、洪水が扇面上に万遍なく氾濫して砂礫を堆積させたことを意味します。現在では河川工事により河道は 1 つにまとめられていますが、以前の分派川の位置はほぼ放射状に伸びる水路や浅い溝状凹地により知ることができます。

扇状地部の扇頂部から分派し扇状地の中央を流れる枋山川はかつての主流の 1 つです。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川河道からの氾濫が生じやすく、洪水流は一般に拡がり角度 30 ～ 45° ほどの扇形状で拡がって、等高線のほぼ直交方向に流れます。溝状凹地があると洪水主流はその中を一気に流下します。氾濫が扇頂で生じると、そこから放射状に伸びる凹地をたどって洪水が流れ、本川から遠く離れたところにまで達することがあります。この結果本川河道が突然大きく移動したりします。この洪水防御のために大井川扇状地内には、上流側を平面形が V 字の土手で囲み樹林を配置した住居(舟型屋敷)が分散して配置するという散居景観がかつては広くみられました。

扇状地河川は岩礫が散在する広い河原をつくり、水流は網目状になって流れます。氾濫が生じるとその後は砂礫の河原に転じてしまいます。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、治水が困難な荒廃河川と呼ばれます。

現在大井川の治水は、100 年に 1 回の確率の大雨に備えるように計画されています。この計画降雨による最大流量は 11,500 m³/s で、このうちの 2,000 m³/s を上流ダム群で調節し、扇状地部では残りの 9,500 m³/s を氾濫させないように海に流しだす河川工事が実施されています。観測された最大流量は 1979 年台風 20 号による 7,950 m³/s です。

南にある牧の原台地は、かつての大井川扇状地が隆起し、侵食により丘陵状になったものです。牛尾山(現扇状地の扇頂部)の西にある旧台地面上端の標高は 260 m、海岸近くにある台地南東端では標高が 35 m で、その平均勾配は 1/50 と現扇状地面よりも急です。これは赤石山地側がより速く隆起するという傾動運動を行い、山地の成長が進行していることを示します。一方海岸部では沈降傾向にあることが御前崎の測量データなどで知られています。

3. 水害の履歴と災害危険性

大井川扇状地では、1600 年以降明治末期までの期間におよそ 70 回の堤防決壊による洪水(決壊箇所数は約 100)の記録があります。これは 4 ～ 5 年に 1 回の頻度です。大正以降になると堤防決壊による洪水は著しく減少し、増水による橋流失や内水被害が大部分になっています。最大級といわれる洪水は 1604 年(慶長 9 年)に起こり、向谷の堤が決壊して島田宿はほぼ全て流失し、一帯は砂礫の河原と化して復旧に 10 余年を要し、その間東海道の道筋を移動させたと記録にあります。向谷

ので、侵入海水はすぐに引き戻されて内陸深くにまでは到達できません。津波が激しく流動を繰り返すのは、海岸線からほぼ 1 km 以内の範囲です。大井川扇状地はかなり硬く締まった(N 値の大きい)砂礫層よりなるので、地震動はあまり強くはなりません。1944 年東南海地震では住家損壊の被害はありませんでした。沿岸砂州の後背部では液状化の可能性があります。

静岡県(1967)：大井川流域の防災地学上の諸問題。静岡県防災地学調査報告書。

貝塚・鎮西編(1986)：日本の自然 2, 日本の山。岩波書店

貝塚ほか編(1985)：日本の自然 4, 日本の平野と海岸。岩波書店。

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)