

---

投稿論文

**Paper**

# 黒部扇状地の土砂動態に関する考察

## SEDIMENT MOVEMENT ON THE KUROBE ALLUVIAL FAN

石川忠晴\*・山本浩之\*\*

By Tadaharu ISHIKAWA and Hiroyuki YAMAMOTO

Sediment movement on the KUROBE alluvial fan is estimated. The results lead to the broad understanding of the relation between the transition of topography in a long term and the river characteristics at the present time. The analysis of topographic features is shown to be useful for the long term river planning.

Keywords: sediment, river planning, topography

### 1. はじめに

本研究は、黒部川扇状地部の河道災害と土砂堆積の関係、および土砂堆積と黒部扇状地の形成過程の関係を考察するものである。1つの河川についての考察結果がどの程度一般性を有するかは問題だが、河川データ分析の1つの例として有用であると考え報告する。

ここで用いるデータはほとんどすべて現地データである。いうまでもないことだが、現地データというものは現象を個別的、断片的にとらえており、また個々の誤差の評価も難しい。本論文ではそれらを継ぎ合わせて全体像を推測するわけだが、著者自身その結論を確定したものとは考えていない。1つには用いるデータの精度が不明だからである。また1つには、個々のデータを継ぎ合わせて解釈する際に著者の“主観”が大分入り込んでいるからである。しかし、推測の過程を述べるのがこの課題においては特に重要と考え、取りまとめたものである。

なお本論文の内容の一部は水理講演会<sup>2),14)</sup>において発表されている。

### 2. 黒部扇状地の河道災害と土砂移動

黒部川は北アルプスに源を發し日本海に流出する延長約70kmの急流河川である。その中上流部は有名な峡谷であり、下流では広大な臨海扇状地を形成する。本論文で取り扱うのはこの扇状地の河道である。

黒部川の河道災害については村本<sup>1)</sup>が詳しく分析しており、災害と砂州の特性の関係について明らかにしている。また石川<sup>2)</sup>は水理模型実験結果をもとに、黒部川の砂州の特性、河岸浸食特性について論じている。また災害状況の詳細は文献<sup>3)</sup>にまとめられているので詳しくはそちらを参照されたい。本論文では次節に述べる河道災害のマクロな特徴に焦点を絞り土砂移動との関係を考察する。

#### (1) 河道災害分布の特徴

図-1は昭和9年から昭和50年の間の黒部川の比較的大きな災害の分布を示している<sup>3)</sup>。「破堤」箇所に▲、延長120m以上の河岸欠壊に●を付した。かなり散らばってはいるが、よくみると、破線で囲った2つの群を成しているように見える。山本<sup>4)</sup>は河床勾配と粒度分布および河幅の縦断変化から黒部川扇状地河道を3つの小segmentに区分している。災害集中区間は山本の区分のちょうど境目付近にある。また、村本<sup>1)</sup>は河口より6km

\* 正会員 工博 東京工業大学助教授 工学部土木工学科  
(〒152 目黒区大岡山2-12-1)

\*\* 正会員 静岡県

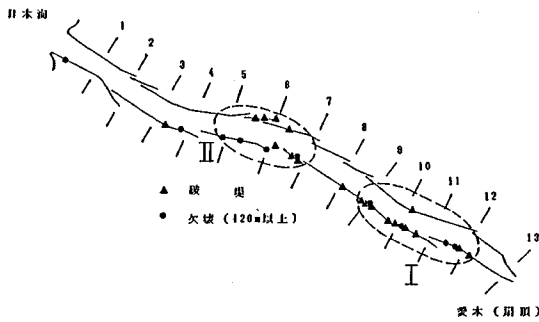
を境にして河道特性が変化すると述べている。これは下流側の災害集中区間に対応している。

図一2は年最大流量とその年の被災の程度を示している。図中の▲印は破堤を、●印は延長120m以上の欠壊を、○印は軽微な被災または無被害を表わす。2000~3000 m<sup>3</sup>/sを境に被災規模の増大が認められる。須賀、石川、林<sup>5)</sup>が行った水理模型実験では2500 m<sup>3</sup>/s程度以上の流量になると河道全体にわたって砂州の移動・変形が著しくなるという結果が得られており、上記の災害発生流量に対応している。

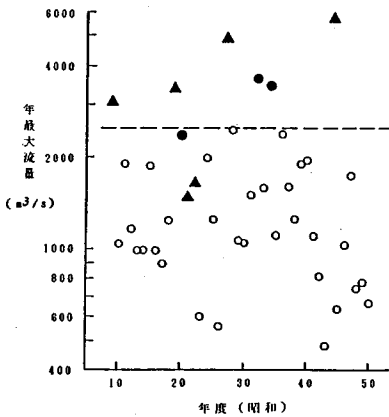
(2) 災害空間分布と土砂堆積分布の関係

図一3は44年8月洪水(観測史上最大の洪水)での土砂堆積量の縦断分布である<sup>5)</sup>。図中には災害集中区間(I, II)も記入してある。一洪水のみの結果(中小洪水では堆積量が小さいので、測量誤差や砂利採取の影響で堆積分布を明確にとらえられない。)であり、またこの洪水では6k付近右岸で破堤を生じているのでデータの一般性は十分保証されないが、この図が黒部川の堆積分布特性を表わしているものと仮定すれば、大規模な洪水災害の分布は土砂堆積量の縦断変化に関係付けられると思われる。

黒部川扇状地の地形を図一4に示す。現扇面は愛本を



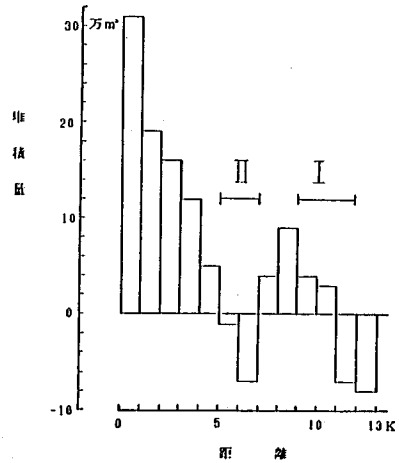
図一1 黒部川の河道災害の分布



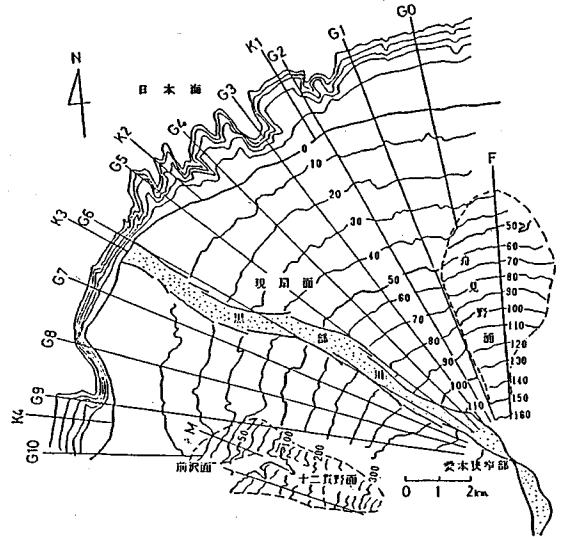
図一2 黒部川の河道災害発生流量

扇頂とし、扇頂角は約60度、半径は約13km、平均勾配は約1/100である。現河道は扇状地の中央やや南寄りを緩く蛇行して下っている。しかしよくみると、河道の大部分は等高線に直交しており、標高90~110m付近と標高30~50m付近の2か所で等高線に斜向している。これは前述の土砂堆積の縦断変化と対応しているように思える。

写真一1は昭和22年米軍撮影の航空写真である。扇面に薄く白い帯が多数みられる。これらは黒部川の旧河道と考えられる。旧河道は標高80~110m付近と30~60mの2か所で分岐する傾向がある。すなわち現河道の斜向区間にほぼ対応している。以上のように、災害分布、土砂堆積分布、現河道の平面形、旧河道の分岐がいずれも符号して、扇頂付近と扇状地の中央付近に2つの



図一3 昭和44年の土砂堆積分布



図一4 黒部扇状地平面図



写真-1 黒部扇状地 (昭和 22 年撮影)

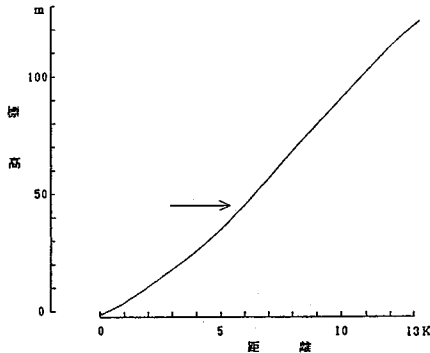


図-5 黒部川平均河床縦断面図

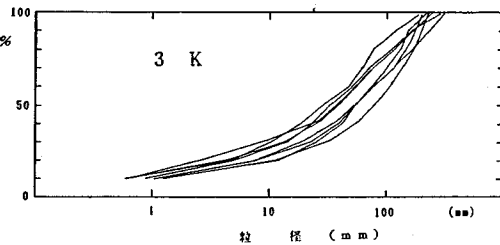


図-6 (a) 3 km 地点の河床材料粒度分布

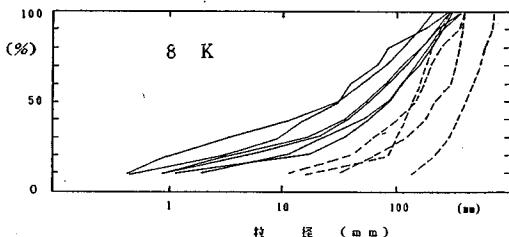


図-6 (b) 8 km 地点の河床材料粒度分布

群をなしているのである。

扇状地は、峡谷から出てきた河川が首を振ることによってできる地形である。したがって2つの群のうち上流側の群の発生は必然と考えられる。それでは下流側の群の原因は何か。

図-5 に昭和 53 年の平均河床縦断面形を示す (河床形状は自然的、人工的に変化するが、平均河床縦断面形は扇面縦断面形にほぼ従っており、時間的変化は小さい)。標高 40 m (河口から約 5 km) 付近を境とし、下流区間の縦断面形は下に凸、上流区間は直線的ないしやや上に凸となっている。すなわち標高 40 m 付近が勾配変曲点となっている。黒部川の河道幅は、扇頂付近を除いてほぼ一定しているので、河床縦断面形曲線の二次曲率は土砂堆積の正負を表わしていると考えられる。したがって変曲点より下流側は堆積傾向にあり、上流は平衡かやや洗掘傾向にあると推定される。そして災害集中区間のうち下流の1つはこの勾配変曲点の直上流に位置している。そこで図-3 に戻って堆積量の分布をみると、5 km より下流は一方的に堆積しているが 5 km より上流の堆積・洗掘量の総和はほぼゼロとなっていることがわかる。

以上から次のように推論される。「黒部川の扇状地には2つの土砂堆積区間があり、おのおのの上流側でみお筋の偏倚が生じ災害の原因となる。このうち上流側の堆積はおそらく大洪水時のみであり、中小洪水も含めると 5 km より上流の区間の土砂移動はほぼ平衡している。一方 5 km より下流では長期的に堆積傾向が継続している」(みお筋の偏倚については洗掘・堆積の遷移区間での砂州の特性に関係付けて議論すべきであるが、この点は現在のところ明らかではない。しかし単純に考えて、土砂堆積によって障害物が形成されるのであるから、その上流側で流れが偏倚しやすいというのは自然であると思われる)。

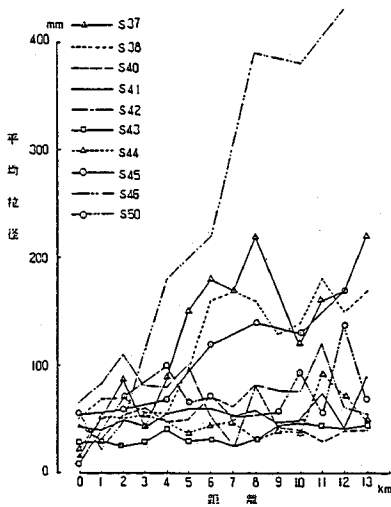
### (3) 河床材料の粒度組成の変化

図-6 は河口より 3 km と 8 km 地点の河床材料の年ごとの粒度分布である<sup>6)</sup>。前者は土砂堆積区間にあり後者は土砂平衡区間にある。両者を比較して次のことがわかる。堆積区間では粒度分布の経年変化は小さい。一方平衡区間では年によって非常に粗粒化する(点線)。しかし粗粒化しない年の粒度分布は安定しており、堆積区間のそれとほぼ等しい(実線)。実線の粒度分布曲線群は 30% 付近 (粒径 2 cm 付近) で折れ曲がっており、それより粗粒の成分の粒度は比較的ままとっており、細粒の成分の粒度は広い。洪水流量として  $Q=2000\text{m}^3/\text{s}$ 、主流幅を  $B=5\sqrt{Q}=220\text{m}$ 、 Manning係数を計画粗度係数 (0.06)、河床勾配として平均的な河床勾配 (1/100) をとると、摩擦速度は 52 cm/s となる。浮遊限界として (粒子沈降速度=摩擦速度) を仮定すると、これに対応する

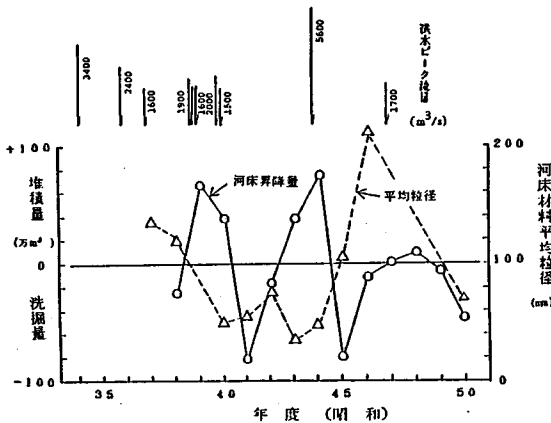
球粒子径は1 cm となり図—6の折れ曲がり点にほぼ一致する。したがって掃流砂礫は折れ曲がり点(粒径2 cm)より粗粒の成分であり、平均粒径は約10 cm, 平年の最大粒径は約30 cm と考えられる。平衡区間で粗粒化が生じる場合、その平均粒径は平年の最大粒径程度である。

図—7に年度毎の平均粒径の縦断変化を示す。普通の年は全区間にわたってほぼ一定の値となっている。また粗粒化の生じるのはおおむね5 km より上流であり、前説で述べた勾配変曲点を境にして変化の生じることがわかる。それでは平衡区間の粗粒化はどのような年に生じるのであろうか。

図—8に各年における全区間(13 km)の河床昇降量と河床材料平均粒径および出水履歴を示す(河床昇降量は横断測量から得られる量に土砂採取量を加えて補正してある。また河床材料平均粒径は13 km 区間の単純平均である。出水履歴はピーク流量1400 m<sup>3</sup>/s以上の洪水履歴を示してある)。データのある期間が限られており、また砂利採取の影響、河床材料の代表性の問題があるので土砂移動の詳細を追跡するのは不可能だが、おぼろげながら次の関係が認められる。出水のあった年にはその規模に応じた堆積が生じ、河床材料はやや細粒化する。それ以降大きな出水がなければ翌年は河床低下に転じ、2, 3年後には停止する。これに伴い河床材料が粗粒化する。粗粒化の程度は出水規模によって異なり、2000m<sup>3</sup>/s以下の洪水では小さく、2500m<sup>3</sup>/s以上に達すると顕著になる(特に昭和44年と昭和34年または36年の洪水の影響が著しい)。この機構は次のように考えられる。大出水時には大礫も輸送されるが、細粒分の量が大きいので全体的には河床材料は細粒化する。その後の小出水では主に細粒分が移動するため、河床低下に伴って粗粒化が生じる。この粗粒化の程度は大出水時の粗粒分の移動の程度に依存し、したがって洪水規模に依存する。



図—7 河床材料平均粒径の縦断分布



図—8 堆積量と平均粒径の経年変化

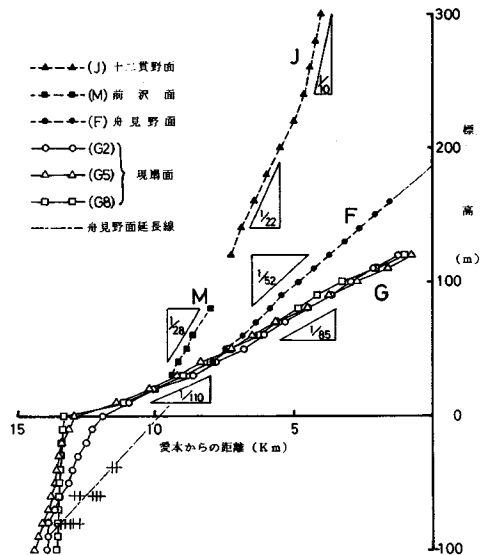
水について示してある)。データのある期間が限られており、また砂利採取の影響、河床材料の代表性の問題があるので土砂移動の詳細を追跡するのは不可能だが、おぼろげながら次の関係が認められる。出水のあった年にはその規模に応じた堆積が生じ、河床材料はやや細粒化する。それ以降大きな出水がなければ翌年は河床低下に転じ、2, 3年後には停止する。これに伴い河床材料が粗粒化する。粗粒化の程度は出水規模によって異なり、2000m<sup>3</sup>/s以下の洪水では小さく、2500m<sup>3</sup>/s以上に達すると顕著になる(特に昭和44年と昭和34年または36年の洪水の影響が著しい)。この機構は次のように考えられる。大出水時には大礫も輸送されるが、細粒分の量が大きいので全体的には河床材料は細粒化する。その後の小出水では主に細粒分が移動するため、河床低下に伴って粗粒化が生じる。この粗粒化の程度は大出水時の粗粒分の移動の程度に依存し、したがって洪水規模に依存する。

以上から次のように推論される。「2000 m<sup>3</sup>/s以下の洪水で移動するのは主に平均の最大粒径以下の成分である。2500 m<sup>3</sup>/s以上の洪水になると、平衡区間ではかなり大きな礫まで含んだ土砂移動が生じ、河床がかきまぜられる。このとき、大スケールの堆積が生じ大規模な災害の原因となる。」

### 3. 開析扇状地の河道変遷特性

#### (1) 黒部川5 km 付近の勾配変曲点の成因

前章では、扇状地中央部において土砂移動の節目が存在し、河道災害の原因となると推定した。また、大きな災害を生じる洪水流量では平衡区間の河床材料粒度に変



図—9 黒部扇状地縦断形

化が生じると推論された。それではなぜそのような不連続性が扇状地の中央に存在するのだろうか。

図-4からわかるように、現扇面の両側には古い扇面が残されている。それぞれ、十二貫野面、前沢面、舟見野面とよばれている。図-9に各扇面の縦断形を示す。測線位置は図-4に記入してある。この地域は時代とともに傾斜を増しており、古い扇面ほど勾配が急になっている。したがって現扇面が形成される以前には舟見野面(F)が愛本を扇頂として広がっていたと考えられている<sup>7)</sup>。

舟見野面縦断線は標高40m~50m付近で現扇面縦断線の下に潜る。したがって、現扇面が形成される過程において標高40m~50mより上部においては浸食が、下部においては堆積が生じた。前述の勾配変曲点はちょうどこの境目(インターセクションポイント)にあり、現在の河道特性は扇面の長期的変化と符合している。

(2) 開析扇状地の河道変遷に関する実験的検討

開析扇状地の流路変遷特性を調べるために実験を行った。図-10に実験装置、表-1に実験条件を示す。水は下流水槽からポンプによって上流第1水槽に送られ、一定量が上流第2水槽に入る。余剰水は下流水槽に戻る。峡谷部上流端において予備実験によって定められた量の砂を5分置きに水流中に投げ給砂した。実験は2つのプロセスよりなる。まず始めに一定の給砂条件で単純な扇状地を形成する。次に給砂量を減らして開析扇状地をつくる。

地形形状の測定は次のようにして行った。河川水を停止した後、下流側から実験水槽に徐々に水を満たし、一定の水位(2.5mmおき)に達したところで直上にセッ

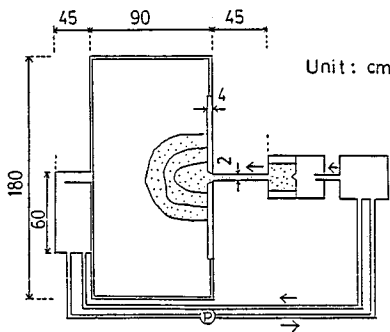


図-10 実験装置平面図

表-1 実験条件

流量	2 cm/s
粒径	0.2 mm
半径	約 30 cm
勾配	約 1/5

トしたカメラで水際線形状を撮影する。これを繰り返して重ね合わせるにより等高線図が描ける。

河道の変遷の状況はビデオ撮影によりとらえた。ただしきわめて微量の流量の実験であるため、通水停止および再通水によって流路が変わってしまうことがあった。そこで河道変遷の状況をとらえる実験は、水理条件を同一として別に行った。

この装置で形成される扇状地は半径約30cmの超ミニチュア扇状地である。河道の中には現地で見られるような砂州もなく、したがって流水の力学的相似条件は満足されていない。しかし「開析扇状地→中流部で氾濫しやすい」というマクロな関係が存在するとすれば超ミニチュア扇状地でも同様の傾向を示すはずである。

図-11は開析途中における扇面の縦断形を示している。図中の数字は開析開始時を基準にした通水時間である。t=0は旧扇面縦断形である。時間とともに上流部は洗掘され下流部は堆積するが、その中間にほとんど標高の変化しない地点(インターセクションポイント)がみられる。t=90minまで上流部は洗掘傾向にあり、その後堆積傾向に転じたが、インターセクションポイントは、上流部が洗掘されている間は一地点にとどまっており、堆積に移るとわずかに上流に移動し始めた。

図-12にビデオに記録された流路変遷の例を示す(細流が分岐する場合は主流路をとった)。図中の数字は流路変動の生じた時点の通水時間を示し、変動前後の主流位置を示す線の種類をその右に記した。実線は各時刻における変遷前の河道を、破線は新流路を示している。図-12(a)は通常の扇状地、図-12(b),(c)は開析扇状地である(通常の扇状地とは、図-11のt=0の状態から給砂条件を変えずに継続した実験の結果である)。通常の扇状地では常に扇頂付近で流路が変化している。一方開析扇状地においては2か所に分かれる傾向にある。すなわち、扇頂付近と中流部である。図中で扇頂から両側に引かれた実線は、旧扇面段丘崖の位置を示している。また、インターセクションポイントの位置(扇頂

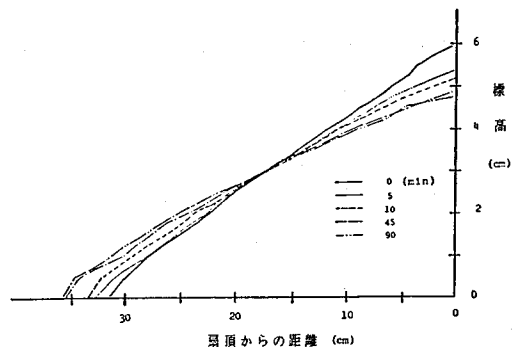


図-11 開析過程における扇状地縦断形

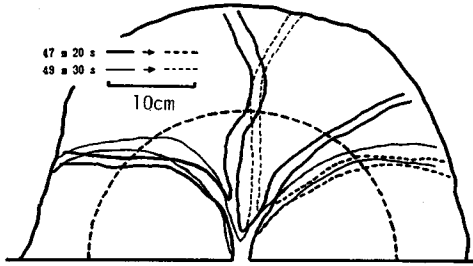


図-12 (a) みお筋の移動 (通常の扇状地)

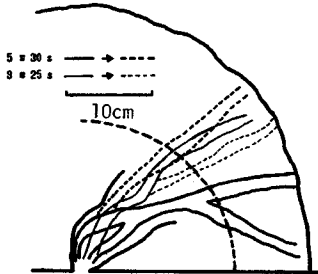


図-12 (b) みお筋の移動 (開析扇状地)

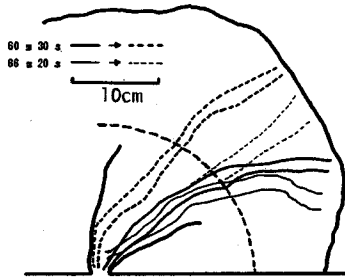


図-12 (c) みお筋の移動 (開析扇状地)

より 18 cm) を破線の円弧で示した。中流部の流路変化区間の位置はこれとほぼ対応している。

以上のように、開析扇状地において旧扇面と新扇面の縦断形が交わるゾーンで流路変動が生じやすいという性質は、おそらく一般的であろうと考えられる。

4. 黒部扇状地の開析過程における土砂移動

黒部扇状地が開析扇状地であることと現在の土砂移動および河道災害分布とは非常に関係が深いと推論された。とすれば開析過程を知ることにより現在の土砂動態をさらに理解できる可能性がある。本章ではまず開析過程について推論したのち、黒部川の年平均の土砂収支について述べる。

(1) 黒部扇状地の開析過程に関する推論

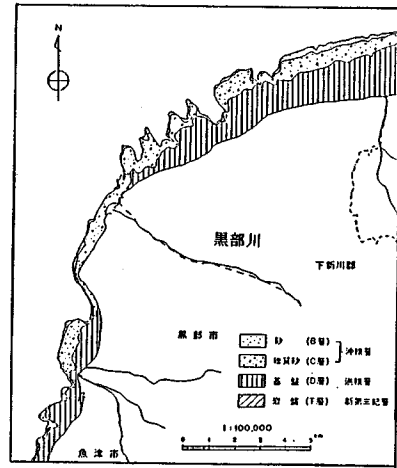
黒部扇状地の形成過程については地形学の分野で研究されている。藤井<sup>8)</sup>は旧扇状地と現扇状地の体積差から

現扇面形成に伴う堆積土砂量を推量している。藤井によれば、現扇面の形成開始時期は約 2 万年前、すなわちウルム氷期の最大海退期である。また、舟見野面 (F) と前沢面 (M) が同時期のものであるとし、その中間位置に堆積基底面を設定している。堆積基底面と現地形は標高 -100 m 付近で交わるが、藤井はその原因を氷期の海面低下に求めている。

著者は地形学が専門ではないが、若干の資料をもとに従来の説とやや異なった推論をした。

a) 旧扇面形状について

舟見野面縦断線は標高 40~50 m 付近で現扇面縦断線の下に落ちる。国土地理院が最近実施した海中音波探査によれば<sup>9)</sup>、図-13 に示すように扇状地沿岸のほぼ全域の海底下に同心円状の不整合面が存在する。その位置は図-9 の (+) であり、舟見野面縦断形のほぼ延長線上に



第 74 図 地質平面図 (-80=)

図-13 海底地質平面図の例 (国土地理院)<sup>6)</sup>

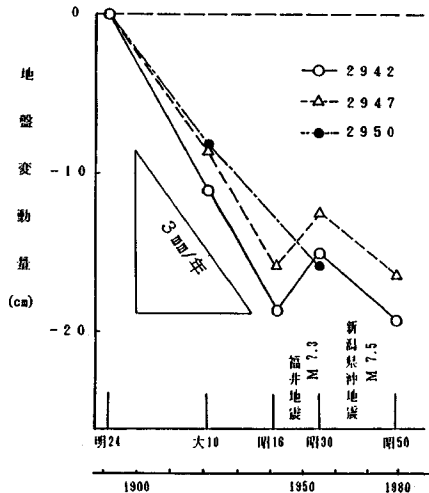


図-14 黒部扇状地沿岸部の地盤変動

あたる。両者が同一のものであるとすれば、舟見野面は標高-90 m 付近を扇端としてほぼ一定勾配（ないしやや上に凸）の円錐形を成していたことになる。

b) 現扇面に移行した時期について

舟見野面から現扇面に移行し始めた時期は、舟見野面扇端が-90 m 付近にあることから、海水面が標高-90 m 付近にあった時代の末期と考えるのが自然である。海水面の移動は次の2つの因子の合成されたものである。①海水面自身の上昇、②陸地の沈降。図-14に旧北陸道沿いの水準測量データから求められた扇状地沿岸部の地盤高の変化を示す。

100年間で約30 cmの速度で沈下していることがわかる。地盤変動がどの程度永続的なものかわからないが、黒部川扇状地は沈降海域である富山湾と北アルプスの隆起地域にはさまれた大規模な増傾斜運動地帯にあることから、ここではこの変動が相当長期にわたっているものと仮定し、単純外挿する。

一方第四紀の海水面変動は多くの研究者によって推定されている<sup>10)</sup>。図-15にその一例を示す<sup>11)</sup>。図中右上に前述の地盤高変化の外挿線を記入してある。両線の差が-90 m 付近に停留する時代を探すと、ちょうど1万年前となる。以上より、本研究では舟見野面から現扇面への移行が1万年前に始まったと仮定した。

(2) 扇面移行時の砂礫堆積量の変化

舟見野面から現扇面に移行する過程を次のように単純にモデル化する。①1万年前に海水面が-55 m から0 m まで急上昇したとする<sup>12)</sup>。②地殻変動による地盤沈下は1万年間に35 mの速度で定常的に生じたものとする<sup>13)</sup>。そうすると、現地形を基準にみた海面変動は、1万年前に-90 m から-35 m まで上昇し、その後1万年

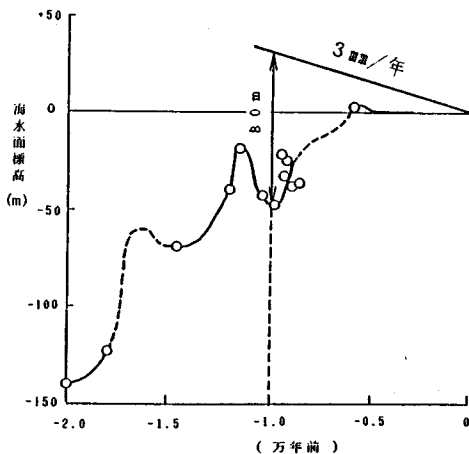


図-15 海水面変動 (Gohara<sup>11)</sup>)

注1) 4. (1)において地盤変動を見込んで残った量(10 m)を便宜的に割り振った。

かかって-35 m から0 m まで上昇したことになる。

舟見野面と現扇面にはさまれた領域は、図-16に示すように3つに区分できる。標高40 m より上部は扇面移行に伴って浸食された領域である。下部は堆積した領域だが、堆積時水面を境にして上部は陸上堆積物であり、下部は海中堆積物である。両者の境界は正確にはわからないが、ここでは舟見野面上の-35 m 点から現扇面扇端を結ぶ直線で表わすこととする。

現扇面の地表面形状を明治43年測量の地形図から、現扇面海底面形状を昭和47年測量の沿岸海域土地条件図から読み取り、舟見野面形状は図-9に合わせた折れ線で近似した。その結果、各領域の体積が図-16のように求められた。

山県<sup>12)</sup>が行った扇面電探調査では、標高40 m より上部の基礎はかなり浅く、舟見野面、現扇面とも砂礫層厚は20 m~40 m である。その下には第3紀砂岩層がある。したがって洗掘過程においてかなりの量の砂岩が削られている。砂岩が削られるとどのような性状になるか著者は知らないが、大部分が細粒となって海に流出するとすれば、前述の洗掘総量から砂岩洗掘量を差し引くことにより扇面構成砂礫の洗掘量が求まる。山県の得た地質断面図より砂岩洗掘量を概算し、洗掘量から差し引くと、結局標高40 m 以上の部分でも $0.06 \times 10^9 \text{ m}^3$ の砂礫の堆積が生じたこととなる。しかしこの量は下流部の堆積量に比べてかなり小さく、2.において河川縦断形から推論された結果、すなわち長期的にみて5 k より上流の土砂移動はおおむね平衡し下流では堆積が継続している、と符合している。

(3) 海岸欠壊による砂礫流失量

黒部川扇状地沿岸の漂砂は北東から南西に向かう。河口より東側の海岸では現在は土砂補給がないため、年々後退している。山田<sup>13)</sup>は古い地形図と航空写真をもとに汀線後退量を算出している。同文献記載の数値を単純

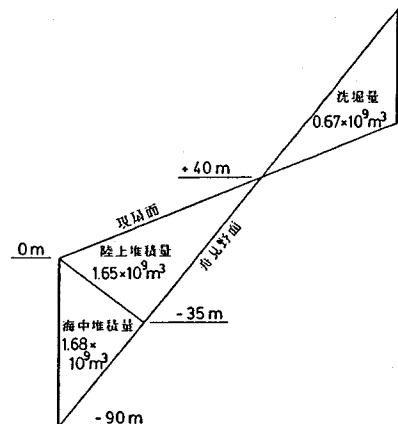


図-16 現扇面形成に伴う土砂移動量



平均して得られる過去の汀線位置を現汀線を基準にプロットした結果を図-17に示す。平均年後退量は1.3 m/年である。

扇状地沿岸の海底縦断面を図-18に示す。汀線後退に伴う洗掘は40 m深までであり、平均洗掘深は20 mである。したがって汀線1 m当たりの流失土砂量は26 m<sup>3</sup>/年となる、海岸線全域で同じ速度で土砂が流失していると仮定すると、海岸線延長を17 kmとして、年間流失量は44.2万 m<sup>3</sup>/年となる。

(4) 黒部扇状地の土砂収支

4. (2) で得られた累計値を1万年で除して年平均値に換算し、4. (3) の結果を合わせると、黒部扇状地の年平均の土砂収支が図-19のように求まる。ただし、全生産土砂量は宇奈月ダム計画において用いられた比堆積量をもとに計算した。図中の一点鎖線より右側が本研究での推定結果である。

上流峡谷から供給される土砂のうち約78万 m<sup>3</sup> がいったん扇状地に堆積する。このうち約17万 m<sup>3</sup> が陸

上に堆積し、61万 m<sup>3</sup> が扇状地前面の海中に堆積する。海中堆積量のうち約44万 m<sup>3</sup> は海底深部へ流失し、残りの約17万 m<sup>3</sup> がとどまる。扇状地体積は、陸上堆積と海中堆積残留量の合計34万 m<sup>3</sup> ずつ増大する。

これらの数値は1万年間の土砂移動を定常とした概算値であるから、現在の真値と隔たりはあろうが、黒部川扇状地の土砂移動の規模はおおむね把握できたと思われる。

5. 洪水規模と陸上堆積量の関係

前章で求められた年平均の土砂移動の規模が現在の状況とどの程度整合するかを調べる。河道災害は陸上堆積量と関係が深いと考えられるので、本節では洪水規模と陸上堆積量の関係を検討する。

黒部川の55年間の年最大流量をHazenプロットした結果を図-20に示す。これより、年最大流量  $Q_p$  の確率密度は次式で表わされる。

$$f(\xi) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \sigma \exp\left\{-\frac{(\xi - \bar{\xi})^2}{2\sigma^2}\right\} \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 $\xi = \log(Q_p)$ 、 $\bar{\xi} = 3.1$ 、 $\sigma = 0.27$  である。年間陸上堆積量  $s$  と  $Q_p$  の関係を次の形に仮定する。

$$s = \alpha \cdot Q_p^\beta \dots\dots\dots (2)$$

式 (1)、(2) から年平均陸上堆積量  $\bar{s}$  は次式で表わされる。

$$\begin{aligned} \bar{s} &= \frac{\alpha}{\sqrt{2\pi}} \sigma \int_{-\infty}^{\infty} \exp\left\{\beta \cdot \ln(10) \cdot \xi - \frac{(\xi - \bar{\xi})^2}{2\sigma^2}\right\} d\xi \\ &= 1.7 \times 10^5 \text{ m}^3 \dots\dots\dots (3) \end{aligned}$$

さて、黒部川の既往最大出水は昭和44年8月洪水で、ピーク流量  $Q_p$  (44) は約5700 m<sup>3</sup>/sであった。この年の横断測量結果より陸上堆積量  $S$  (44) は約80万 m<sup>3</sup>

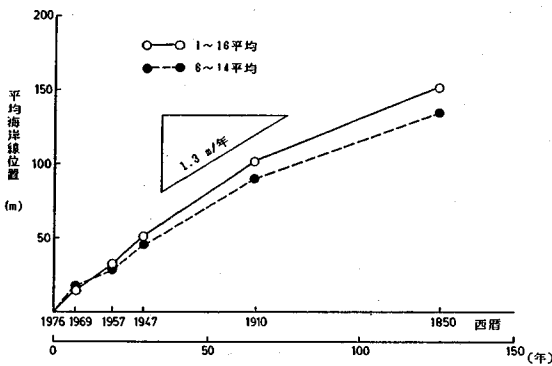


図-17 黒部扇状地北東部海岸線後退量 (山田ら<sup>13)</sup>)

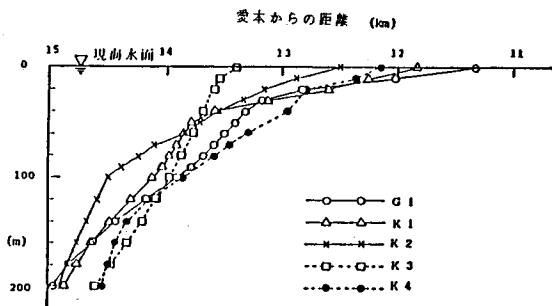


図-18 黒部扇状地沿岸海底縦断面図

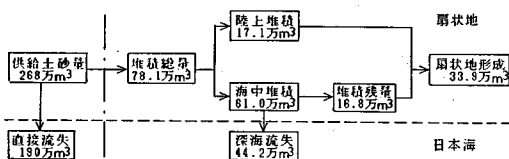


図-19 黒部扇状地の年平均土砂収支

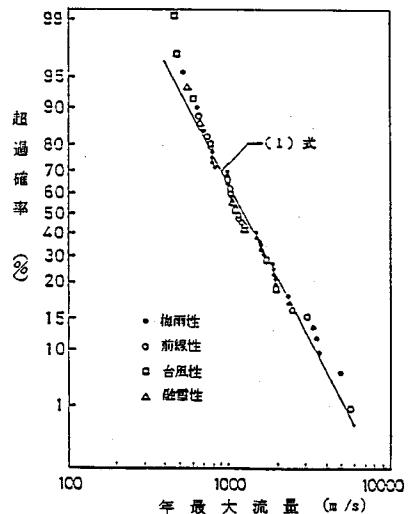


図-20 黒部川年最大流量の確率分布

であった。この数値を用いて式(3)を解き $\alpha$ と $\beta$ を定めると次の式を得る。

$$S=21Q_p^{0.22} \dots \dots \dots (4)$$

ただし、この式は $S$ と $Q_p$ の一対一の対応を示すものではない。年間の洪水回数や波形の具合あるいは崩壊事象の有無によって同一の $Q_p$ に対しても $S$ は変化するのである。上記の式は長期間の統計的相関式として成立することを期待されるものである。

上記の式によれば、陸上堆積量(生産土砂のうちの粗粒分の量に対応すると考えられる)は流量の1.22乗に比例する。この値は通常の流砂量式から得られる値に近い。したがって前章で得られた数値は、少なくともオーダー的には妥当なものであると考えられる。

## 6. おわりに

扇状地河川は、もともとの自然状態では扇面全体を動いていたはずである。それによって土砂移動と河川縦断形および水文条件が均衡していた。したがって現在のようによつて堤防によつて両側を画すれば、多かれ少なかれ土砂移動の均衡が崩れ、長期的には河道特性の変化を招くと考えられる。

このような河川においては、常に“人為的”に手を加えることによらねば、長期的に治水安全度を確保することはできないと思われる。手を加える目安を得るためには、本論文で行つたようなマクロな検討をしておく必要があると考えるのである。

**謝 辞**：本論文の解析に用いたデータのほとんどは、建設省黒部工事事務所および国土地理院に提供していただいたものである。その際、データの読みかたについても種々の示唆をいただいた。また、富山大学 藤井昭二先生、宇都宮大学 須賀堯三先生、筑波大学 池田宏先生、河川情報センター 山本晃一主任研究員には、文献を紹介していただくとともに、著者の推論について

ご意見、ご批判をいただいた。以上の方々に謝意を表す。

本研究は文部省科学研究費特別研究(1)比較河川学の研究(研究代表者：北海道大学 岸 力教授)の補助を受けている。

## 参 考 文 献

- 1) 矢野勝正編著：水災害の科学，技報堂，pp.485～505，1971.
- 2) 石川忠晴：移動床水理模型実験による黒部川洪水流況の把握，第27回水理講演会論文集，pp.753～760，1983.
- 3) 建設省黒部工事事務所：黒部川のあゆみ，p.87，1977.
- 4) 山本晃一：河道特性論ノート [I] 一護岸論のために一，土木研究所資料，1625号，pp.257～265，1981.
- 5) 須賀堯三・石川忠晴・林 正男：黒部川愛本狭窄部水理模型実験報告書，土木研究所資料，1942号，1983.
- 6) 建設省黒部工事事務所：黒部川流域土砂計画調査報告書，1977.
- 7) 深井三郎：黒部川扇状地の微地形とその形成，黒部川，pp.121～138，富山大学学術調査団，古今書院，1966.
- 8) 藤井昭二：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，第78号，pp.11～20，1965.
- 9) 建設省国土地理院：沿岸海域基礎調査報告書，(富山湾東部地区)，pp.131～138，1982.9.
- 10) 太田陽子・松島義章・森脇 広：日本における完新世海面変化に関する研究の現状と問題点，第四紀研究，第21巻，第3号，pp.133～143，1982.10.
- 11) Gohara, Y. : Climatic Fluctuations and Sea Level Changes during the Late Pleistocene and Early Holocene, Pacific Geology, 11, pp.87～98, 1976.
- 12) 山 大：黒部扇状地の水理地質構造と地下水賦存状態，黒部川，pp.61～84，富山大学学術調査団，古今書院，1966.
- 13) 山田時夫・谷井文夫・竹村利夫：黒部川扇状地における海岸浸食，黒部川扇状地地域社会研究所紀要，第2号，1978.5.
- 14) 石川忠晴：黒部川扇状地の土砂動態，第30回水理講演会論文集，pp.193～198，1986.

(1986.5.9・受付)