

渡良瀬川の草木貯水池における 堆砂の地形と堆積物

Sedimentation in the Lake Kusaki, Watarase River

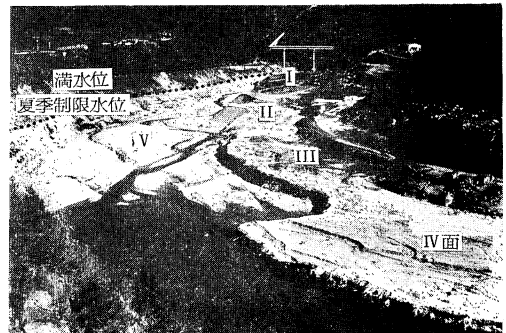
池田 宏*・伊勢屋ふじこ*・小玉 芳敬**・
太田 明雄***・高島 順子***・宮本 幸治***

Hiroshi IKEDA, Fujiko ISEYA, Yoshinori KODAMA,
Akio OHTA, Junko TAKASHIMA and Kohji MIYAMOTO

I はじめに

貯水池における堆砂は、海や湖沼における三角州の形成と類似した過程をたどることが知られている。したがって、貯水池における堆砂過程を明らかにすることは、一般的な三角州の発達に関する諸現象を解明する上で重要である(井口, 1967)。貯水池は、また、河川の途中に設けた巨大な捕砂装置ともみなすことができる。そこでの堆砂の性状からは河川の運搬作用の一端が読み取れると期待される。それらの意味で、土木工学(吉良, 1982参照)だけでなく地形学の立場からも、貯水池の堆砂現象は大いに研究されるべきものと思われる。

1984年秋、渡良瀬川上流の草木貯水池では渇水のため水位が異常に低下し、背水終端付近の堆砂地形の主要な部分(ここでは、これを三角州と呼ぶ)が水面上に現れた(第1図)。しかも流入水によって堆積層が開析され、露頭が生じて三角州内部の様子を観察できるようになった。本報告は、この機会を利用して、貯水池における三角州の地形や堆積物を観察した結果をとりまとめたものである。



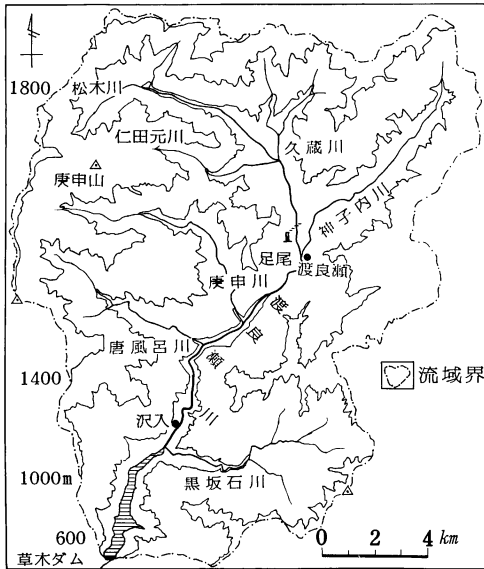
第1図 渡良瀬川草木貯水池の背水終端付近の堆砂状況(1984年12月19日)上流方向を見る。上流の橋は東宮橋。

II 草木貯水池の概観

1. 流域の地形・地質

草木ダムは渡良瀬川の上流、利根川との合流点から87 km上流地点に建設された高さ140 m、堤頂長405 m、有効貯水量5,050万 m^3 の多目的ダムである。草木ダムによって生じた草木貯水池(草木湖)の集水面積は254 km^2 で、源流部の久蔵川、松木川、仁田元川の川をはじめとして、細尾峠方面より流れ出て渡良瀬地点で合流する神子内川、庚申山方面から流れ出る庚申川、袈裟丸山から流れ出る唐風呂川、氷室山から流れる黒坂石川など

* 筑波大学水理実験センター ** 筑波大学・院・地球科学研究科 *** 筑波大学自然学類(1985年7月8日受理)



第2図 草木貯水池の集水域の地形概観
図中の数字は標高 (m)

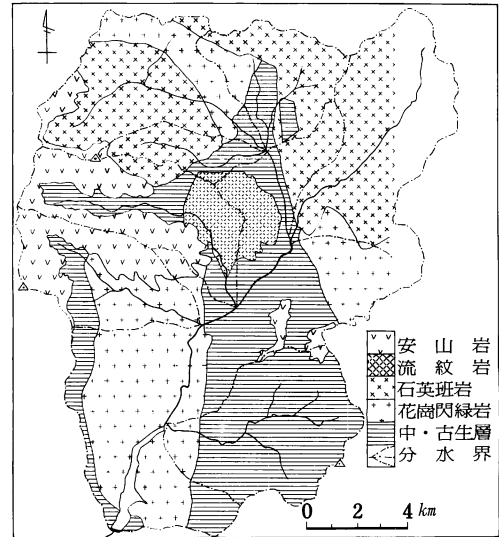
の支川によって水が集められている(第2図)。渡良瀬川本川の平均河床勾配はおよそ1/50であるが、これらの支川はいずれも平均河床勾配が1/10前後の急な谷である。足尾精錬所周辺の荒廃山地斜面をはじめとして、集水域内では土砂礫の生産が活発である。

草木貯水池流域の地質を第3図に示す。砂岩・頁岩・ホルンフェルス・チャートなどからなる中・古生層が全面積の30%を占め、次いで石英斑岩が28%、花崗閃緑岩(沢入花崗岩)が25%を占めている。

河床物質には地質分布が強く反映されており、上流部の河床は中・古生層と石英斑岩の礫のために黒味を帯びている。ところが唐風呂川の合流点付近より下流では中径2mを超える花崗閃緑岩の岩塊が卓越し、草木貯水池に至る間の河床は上流とは対照的に白味を帯びている。

2. 貯水池とその流域の水文条件

草木貯水池が貯水を開始したのは1976年のことである。第4図に1977年から1984年までの間の貯水位と流入水量の変動を示す。貯水池の満水位は標高454mであるが、草木貯水池は洪水調節を目



第3図 草木貯水池の集水域の地質
地質調査所発行の5万分の1地
質図「足尾」、「男体山」による

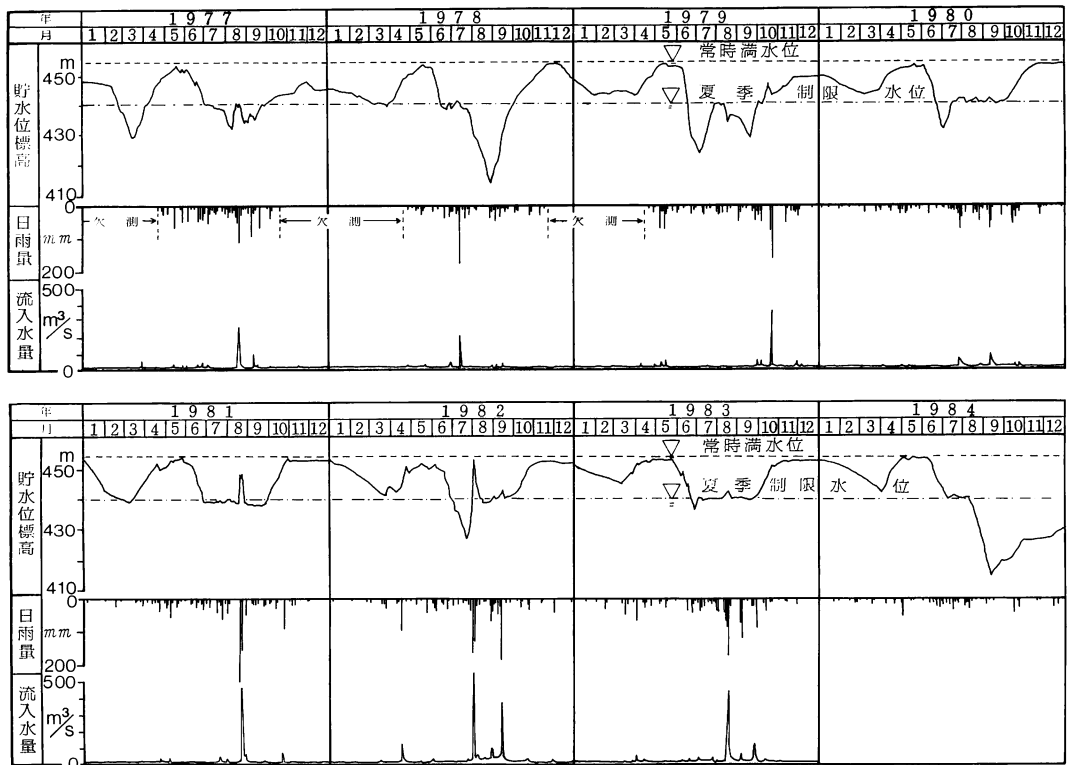
的のひとつとしているため、夏季7月～9月の3ヵ月間は出水に備えて標高440.6mの(夏季)制限水位に落とされる。貯水池への流入水量は年間平均して12m³/sであるが、季節的に大きく変動する。

貯水位と流入水量との組み合わせで、おおまかにみて1年は3期に区分される。

(1) 貯水位が高く、しかも出水の生じない時期——10月～3月中旬(秋～冬)：10月に入ると貯水位は満水位近くまで次第に高められる。冬季には出水がほとんど起こらないため、その後貯水位は次第に低下する。

(2) 貯水位が比較的高く、出水が生ずる時期——3月下旬～6月(春)：3月以降、小出水が頻繁に生じて、貯水位が満水位近くまで高まり、その水位が4月中旬～5月末の間継続する。6月に入ると、夏季制限水位にまで次第に水位は下げられる。

(3) 貯水位が低く、しかも大出水の生ずる時期——7月～9月(夏～秋)：貯水位は夏季制限水位に下げられる。中・小出水が頻発し、時に最大流入水量が1,000m³/sに達するような大出水が



第4図 草木貯水池の貯水位と流入水量および栃木県足尾町地点における日雨量の変化
建設省渡良瀬川工事事務所の資料による

生ずる。既往最大出水(最大流入水量 $1,666\text{m}^3/\text{s}$)は1982年7月末～8月初めに台風の通過によって引き起こされた。夏季の降水量が異常に少ない年には貯水位は制限水位より下がってしまう。たとえば1978年と1984年には夏季制限水位から23mも低下した。

3. 堆砂の概況

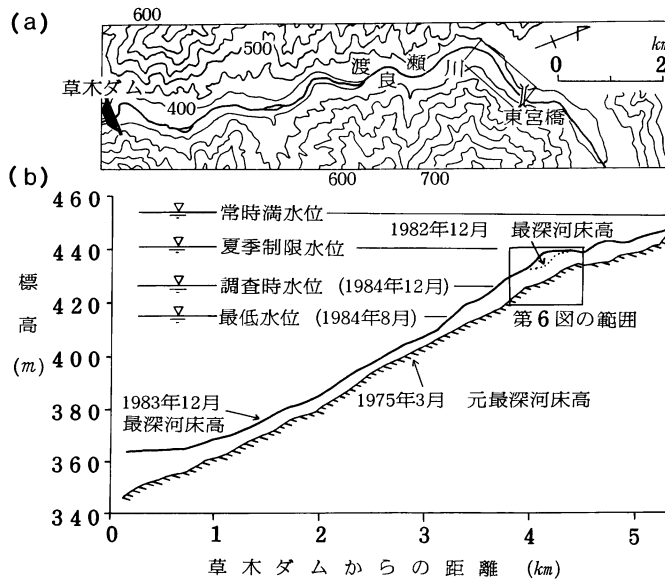
貯水を開始した1976年以降、貯水池には上流や側方斜面から供給された土砂礫が堆積した。その堆砂量は、ダムを管理している水資源開発公団草木ダム管理事務所によって毎年冬季に音響測深によって調べられている。1983年12月までの7年間の堆砂量は合計 200万m^3 ($30\text{万m}^3/\text{年}$)と見積もられる。これは、幅75m、長さ5,100mの堆積域(湖底)に平均して5mの厚さに相当する(第5

図)。年間堆砂量は1979年のような例外もあるが、その年に発生した最大出水量と関係がある(第1表)。すなわち貯水池への堆積土砂は大出水時に一気に供給されていることが伺われる。

第1表 草木貯水池における堆砂量の経年変化

測定年度 (昭和)	堆砂量(千 m^3) (期間)	堆砂量(千 m^3) (累計)	期間内最大流量 (m^3/s)
52	90	90	490
53	200	290	820
54	170	460	1,100
55	90	550	160
56	560	1,110	1,200
57	870	1,980	1,600
58	90	2,070	710

水資源開発公団草木ダム管理事務所の資料による



第5図 草木貯水池における湖底の縦断面形の変化
水資源開発公団草木ダム管理事務所の資料による

III 三角州の地形と堆積物

1984年の9月に標高415mまで低下した貯水位は、我々が現地調査を重点的に行った12月には、標高427mにまで回復していたが、それでもなお、草木ダム地点から3.7km付近より上流は水面上に露出していた。そこで、堆砂が最も進行している4.5km地点（東宮橋）までの間を対象として、三角州の地形とそれらを構成する堆積物の調査を行った。

調査した三角州の平面図および縦断面図を第6図に示す。これらは、2台のトランシットを用いた前方交会法による平面測量と、オート・レベルを用いた縦断面測量結果に、現地観察を加えて描いたものである。

1. 三角州を構成する堆積物の層相

1) 三角州の内部構造

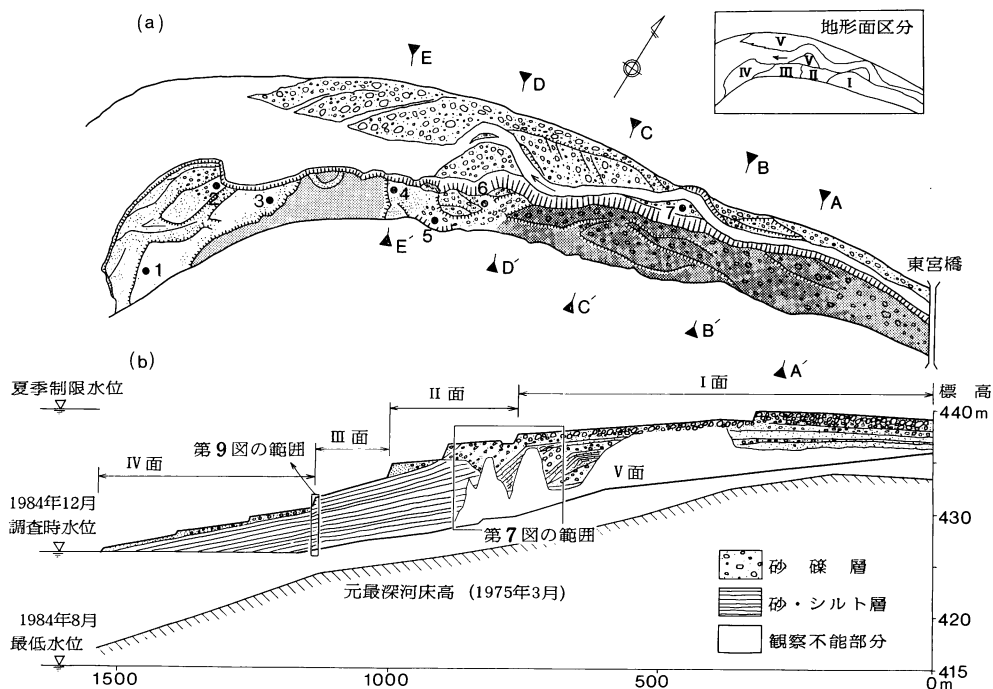
第6図の縦断面図中に、三角州の内部構造を示す。貯水位の低下に伴って開析された河谷に沿って観察された堆積構造を縦断面投影して示したもの

で、上流を図の右側に統一して示す都合上、実際の露頭とは左右を入れ換えてある。第6b図中に□で示した範囲については、第7図に拡大して堆積構造をやや詳しく描いた。

これらの図からは、砂泥互層が貯水開始以前の河床にほぼ平行に堆積していること、この砂泥互層を、上流側の一部では侵食して、また下流側の一部では整合に覆って、粗粒な砂礫層が堆積していることが読み取れる。砂礫層の大部分は下流側に傾斜した構造を有しているが、最上部の極薄い部分は水平な層となっているのが特徴である。このような堆砂の内部構造は、一般的に言われている三角州の内部構造と基本的に同じものである。すなわち、砂礫層最上部の水平層が頂置層、傾斜した部分が前置層、これらの基底部に水平に堆積している砂泥互層が底置層と呼ばれるものにそれぞれ対応する。

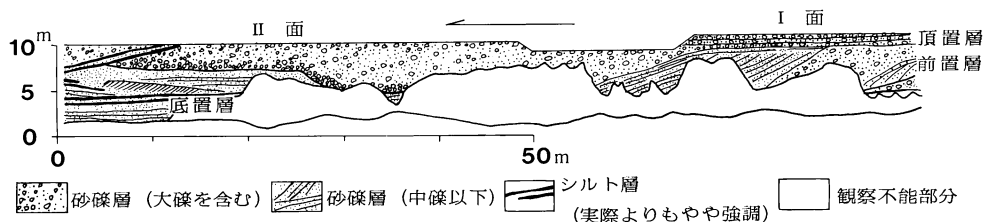
2) 頂置層・前置層の層相

頂置層および前置層は大礫を含む粗粒な砂礫層、中礫以下の礫混じり砂層、および薄い目立



第6図 三角州の地形と構成物質

(a) 平面図 (図中のA～Eは第11図の断面線的位置。1～7は第12図の堆積物の採取地点), (b) 縦断面図



第7図 底置層とそれを覆う前置層および頂置層の堆積構造 (図の位置は第6図参照)

つシルト層の繰り返しからなる (第8図)。

前置層の中には第7図中にみられるような貯水位の異常低下時に形成される明瞭な不整合が所々に認められた。また堆積物中から生産年月日の記入された空缶やビニールの袋が発見され、これらから底置層や前置層の中の幾つかの層について堆積年月が推定出来た。その結果、上述した前置層中の堆積相の繰り返しは1年を単位としたものであることが判った。しかも、年間の貯水位と流入

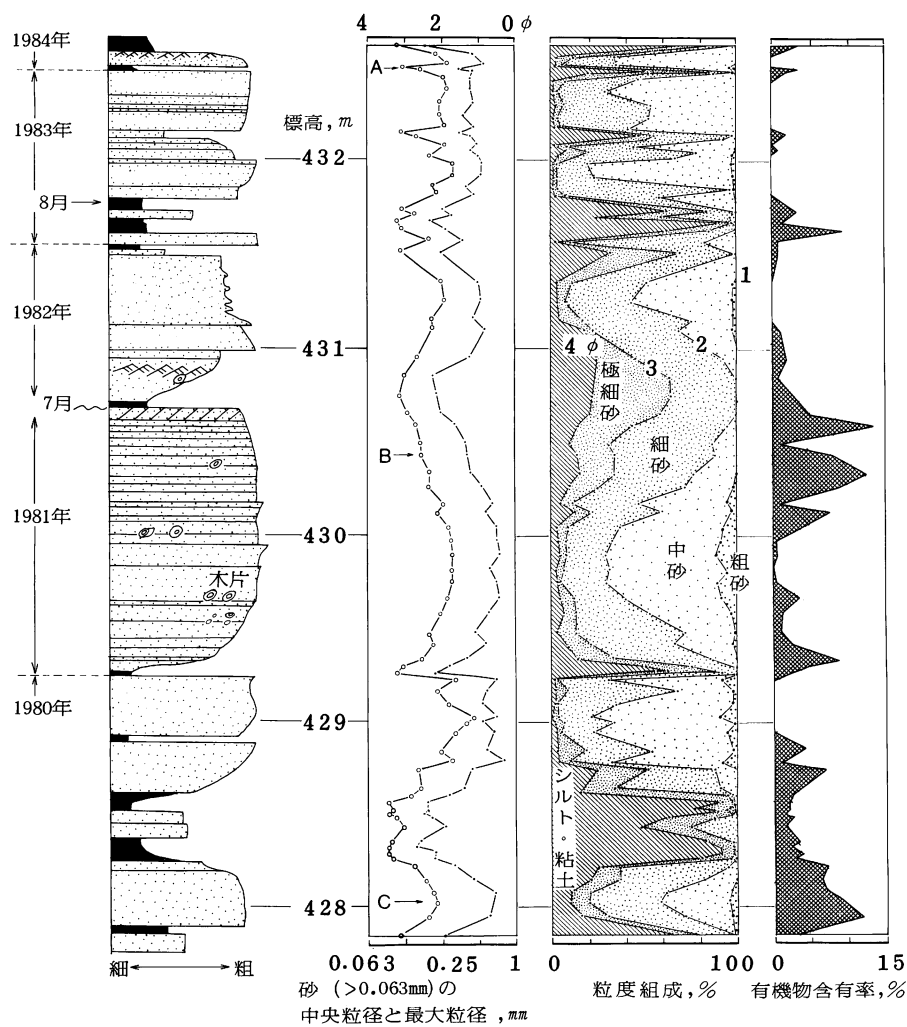


第8図 斜めに傾く前置層

水量の変動を突き合わせて考えれば、粗粒な砂礫層は夏季制限水位かそれ以下に貯水位が低下している時期（夏～秋）の出水によって生じたものであること、また、それを覆うシルト層は貯水位が高く、しかも出水の無い期間（冬～春）に堆積したこと、その上位の礫混じり砂層は貯水位も比較的高く、出水も小規模な春と夏季制限水位へ貯水位が下げられつつある時期（春～夏）の出水によって生じたことが推定される。

3) 底置層の層相

第 6b 図中に示した地点における底置層の柱状図を第 9 図に示す。第 7 図と同様、堆積物中の年代指示物と不整合の存在を手掛りとして、堆積年月を推定した。この柱状図には貯水開始以来の底置層の大部分が示されているとみてよい。また、各層準から試料を採取し、実験室に持ち帰って、伊勢屋（1985）に従って沈降式の粒度分析を行った。堆積物中には落葉が混入しているので、それ



第9図 底置層堆積物の柱状図
(柱状図の位置は第 6b 図参照。図中の A、B、C は第 12 図の堆積物試料採取位置)



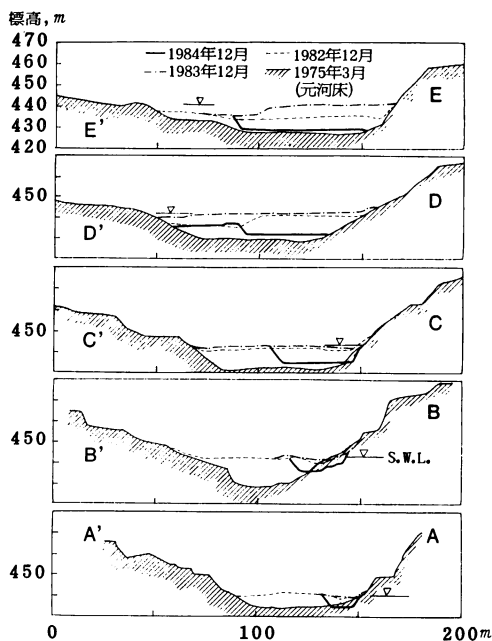
第10図 底置層の堆積構造

を挽がけによって砂と分離し、乾燥させて重量を求め、サンプル全量に対する重量比を計算し、有機物含有率とした。第9図中にはそれらの結果も併せて示した。

底置層は厚い砂層と薄いシルト層の互層である(第10図)。シルト層としたものは、頂置層・前置層中に認められるものと類似のもので2種類に分けられる。すなわち暗灰色のシルト質層と黄褐色の粘土質層である。前者は貯水位が高く、しかも出水のない冬季に徐々に堆積したものであろう。有機物含有率が高いことがそれを支持している。後者は夏季の大出水時に生じたものと見なされる。

シルト層に挟まれた厚い砂質層は夏から秋の出水時に生じたものであろう。砂層は中砂と細砂を主体とする細粒の砂からなり、しかも砂層には有機物(木の葉)の挟在による数mm~数cmの平行ラミナが発達しており、浮遊作用によって運搬されてきた土砂が次第に堆積したことを示している。また所々にはリップラミナが認められるが、これらは貯水位低下期に生じた出水時に、堆積物が掃流されてリップが生じたことを示す。1981年の堆積層の層厚は他の年と比較して厚く、しかも砂層中に多量の流木片が挟まれている。これはこの年の夏季の出水が期間中で最も大きかったこと(第4図)を反映しているものと考えられる。

また、砂の粒度はシルト層の直上では比較的粗粒で上方へ粗粒になり、その上方で再び細粒にな



第11図 堆砂横断面形の経年変化
断面線の位置は第6図参照。水資源開発
公団草木ダム管理事務所の資料による。

るという垂直的变化——リバー・グレーディングとノーマル・グレーディングの組み合わせが認められる。

2. 堆積物からみた三角州の発達

第11図は、第6a図のA-A'~E-E'断面の5測線に沿って、貯水開始以前と以後の河谷の横断面形を比較したものである。1982年12月と翌年の1983年12月の横断面形をみると、A-A', B-B', C-C'断面では、両者には殆ど高さの差異がない。しかもその高度は、夏季制限水位に対応した高さであることに注目される。それに対して、D-D'断面では1982年12月当時の河床部分(凹地の部分)を埋めて、1983年の12月にはほぼ夏季制限水位の高さまで堆積が進行している。さらに最下流側のE-E'断面では、河床部分を除けば、一年間の間に約6m上昇している。これらのことは三角州の前置斜面が前進していったことを示している。掃流物質の堆積が前置斜面の前進という

形式で進むことは、第5図において1982年と1983年の最深河床高を比較することによっても明らかである。以上述べた事柄から、草木貯水池における三角州の発達過程は次のようであったと考えられる。

貯水開始後、出水が生ずると、上流から運搬されてきた物質のうち粗粒の掃流物質は湖水への流入点に前置斜面を形成して堆積する。三角州表面の高度は、夏季制限水位に対応して決定される。流入水量が多いほどより粗粒な堆積物が運ばれ、貯水位が低いほどより下流側に到達すると考えられる。出水時の貯水位や流入水量は前述のように季節的に変動するから、前置層中にはそれらを反映した粒度変化が記録される。前置面の拡大過程で1982年のように貯水位の異常低下が生じた年には、堆砂の一部が侵食されて谷地形が生じ、その後、埋積されて不整合面が形成される。

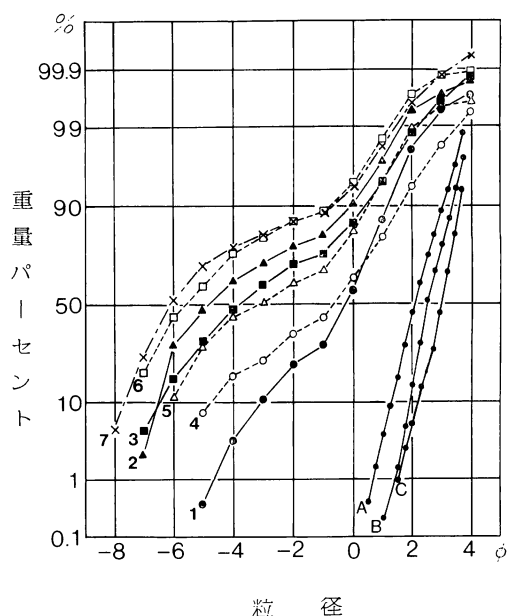
貯水池に流入した土砂のうち、細粒の浮遊物質はさらに下流まで運ばれ、湖底面に平行した水平に近い層をなして堆積し、年々累積する。その上流側は前置層の前進的堆積に伴って次第に前置層に覆われる。貯水位が高く、しかも出水の生じない冬季には、シルト層がこれらの堆砂面を覆う。

IV 貯水位の低下にともなう地形変化

1. 地形面とその構成物質

第6図に示したように、1984年夏の異常渇水によって水面上に現れた三角州の表面は、高度の異なるいくつかの面に分かれて、階段状を呈していた。各面はほぼ水平か下流側へ緩く傾斜している。これらの高度を異にする面は、貯水位の低下につれて、1カ月余りの短期間内に三角州が開析され、流路が下流へ延長されたことによって形成されたものである。このことは、第6b図の縦断面図中に示したように、三角州内部では、その表面の高度差に関係なく堆積層が連続している事実、および、第11図の横断面図に示すように前年の1983年12月当時には夏季制限水位の高さまで堆積していた部分が、1984年12月には深く侵食されている事実などによって支持される。

各面は、その高度、表面の構成物質および表面に残された微地形の違いによってⅠ～Ⅴの5つの地形面に区分できた(第6a図)。なお、第12図は、第6a図中のNo. 1～7の地点で表層から堆積物のサンプリングを行い、粒度分析をした結果である。試料は1m×1mの範囲の中から地表面下20cm位までの深さの砂礫をすべて採取して得た。砂礫のうち-2φ(4mm)より粗粒なものは現地で板篩を使って1φ間隔に篩分け、残りの-2φ



第12図 堆積物の粒度組成
試料採取地点は第6図および第9図参照



第13図 東宮橋上から見たⅠ面

より細粒なものは実験室に持ち帰り、標準篩を用いて篩分けした。

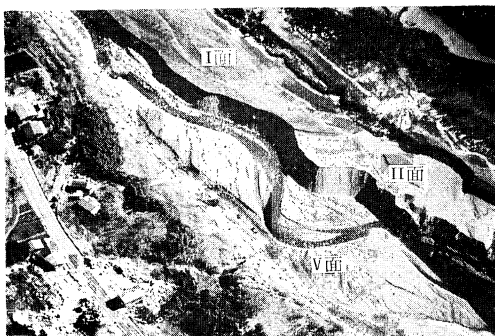
以下に各地形面の特徴を記述する。

I 面——I 面は最も上流に位置し、その高度は夏季制限水位に対応している。その表面は2、3のバー (bar) とその間の流路跡と左岸谷壁に沿う凹地とで構成されている (第13図)。流路跡の勾配は下流側へ1/100程度傾斜しているが、バーの背面部に相当する部分は水平である。I 面の構成物質は最大粒径12cm ほどの中礫を主体とした砂礫が3～4mの厚さで水平に堆積したものである。これらの砂礫層の表面は厚さ5cm 程のシルト層によって覆われている。

II 面——I 面に接してその下流側に1段低く位置し、下流側へ1/90程度の勾配をもっている。大きく蛇行した流路跡がI 面の最下流端を侵食している (第14図)。この蛇行流路は左岸谷壁 (旧足

尾線路床)の一部を侵食し、下流のIII面上に明瞭な堆積の前縁 (三角州の前置斜面) をもって接している (第15図)。左岸谷壁からは、比較的細粒な物質 (支谷の押し出しによって堆積したアルコース質の砂礫) が供給されて、第12図 No. 4 に示すように、堆積物中に占める細粒物質の割合が高い。他の部分 (第6図と第12図の No. 5, 6) はI 面同様に中礫大の礫が主体を占める。II 面上にはI 面を覆っていたシルト層は存在しない。

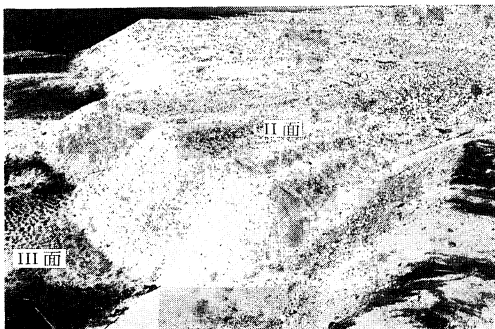
III 面——III 面はI・II 面より面の高度も1段低く、表面形態も構成物質もはっきりと違う (第16図)。III 面は貯水前の地表面にほぼ平行に堆積した細砂とシルトの互層で構成されており、立木の一部がまだ残っている。すなわちIII 面は三角州底置面にほかならない。III 面上には、上流側のII 面に接する付近にはデューンと考えられる起伏が保存されている。このデューンからは、この地点で



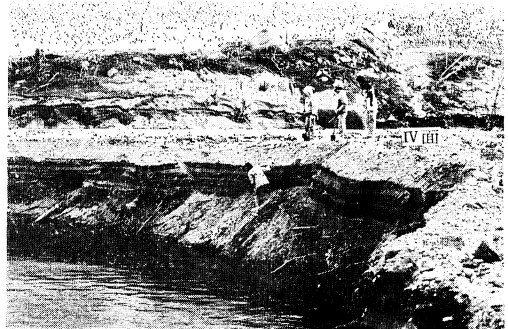
第14図 I 面の下流側に発達するII 面



第16図 起伏に富んだIII 面 (三角州底置面) の表面形態



第15図 II 面構成層の堆積前縁と下位のIII 面



第17図 底置面 (III 面) 構成層に整合に堆積した薄い砂礫層からなるIV 面

は水流が逆流していたことが読み取れる。

IV面——左岸側最下流部に分布する。I、II面と同様、バーと流路跡の組み合わせからなるが、I、II面と比較して堆積物の粒径は著しく細粒である。IV面の中では、上流側（第6図と第12図のNo. 2, 3）ほど砂礫の粒度は大きく、下流ほど小さい（No. 1地点）。IV面を直接構成している砂礫層の厚さは0.5m以下で、全体に極めて薄い（第17図）。IV面構成層は、基本的には底置面（III面）構成層を整合に覆って堆積したものであるが、底置面が谷壁近くでその高度を増すため、谷壁近くで不整合関係にある。

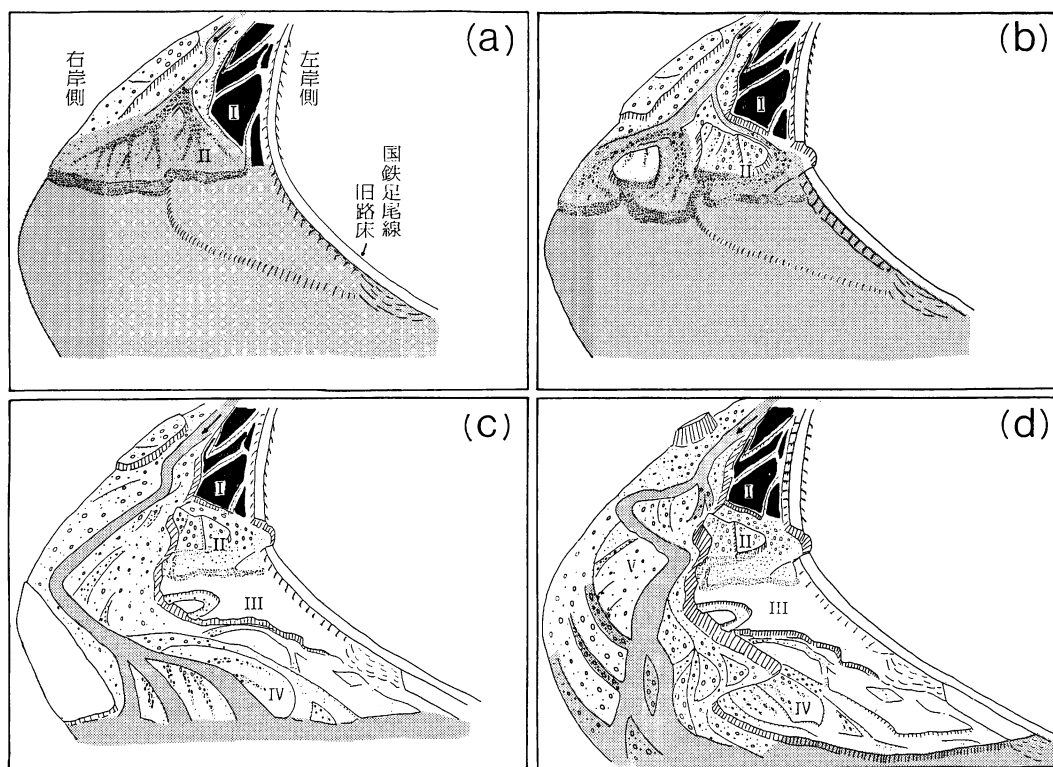
V面——V面は上述したI～IV面を貯水開始以前の旧河床高度近くまで深く下刻して形成された面で、基盤の花崗閃緑岩が河岸に洗い出されている。V面の縦断勾配は上流部分で1/85、下流部分

では1/56で、各面の中では最も急であり、堆積物は各面の中でも最も粗粒（第12図，No. 7）である。V面は調査時には、貯水位の上昇のためにその下流部が既に水没していた。

2. 地形面の形成過程

III章で述べたようにして形成されてきた三角州が、1984年6月以降の貯水位の低下に伴って開析され、調査時点に見られたような5つの地形面を形成するに至った過程を第18図に模式的に描いた。この図によって、各面が形成されていく様子を説明する。

I面の形成——I面の高度が夏季制限水位に対応していること、および、1983年10月以降1984年7月頃にかけては常に水位がこの夏季制限水位以上にあったこと（第4図）から判断すると、I面の表面形態は1983年8月と9月の出水期に掃流物



第18図 草木貯水池における貯水位低下に伴う堆砂地形変化の概念図
(アミ部分は水面下にある部分を示す)

質が堆積して、その原形が形成されたものと考えられる。すなわち、Ⅰ面は1983年の夏までに形成されて、その後1984年6月までの間は貯水位が高く保たれ、しかも出水が無かったため、シルト層によって覆われていったものと考えられる。貯水位の低下時に流路となった部分では表面のシルト層は流失したが、高まりの部分にはシルト層が保存された（第18a図）。

Ⅱ面の形成——Ⅱ面上にはⅠ面を覆っていたシルト層が存在しないことからみて、1984年6月以降にⅡ面上を水が流れたことを意味する。すなわち、Ⅱ面は貯水位が夏季制限水位より低下しはじめて最初に形成された面であるといえる。貯水位がⅠ面の高度より下がった時点の出水によってⅠ面の右岸寄りが開析され、掃流物質が下流側へ運ばれた（第18b図）。Ⅱ面が、上流側のⅠ面に接する付近では侵食面として形成されたことは、第6図において、Ⅱ面の表層下にⅡ面を作る独自の堆積物が見当たらないことによっても判る。逆に、下流のⅢ面に続く付近では堆積面であることが第6b図において、Ⅲ面を構成する砂泥互層上に整合に砂礫層が堆積していることから判る。

明瞭に保存されている前置斜面の高度からみて、Ⅱ面は1984年8月下旬に形成されたと考えられる。

Ⅲ面の形成——Ⅲ面は、貯水位の低下期において、侵食を免れた三角州底置層の堆積面である。（第18c図）。Ⅲ面はⅡ面が形成されていた時点ではまだ水面下であって、土砂の堆積がわずかとはいえ継続していたわけであるが、Ⅲ面構成層の殆ど全てはⅠ面構成層と同時異相の堆積物である。すなわち、Ⅲ面はⅡ面形成後に離水したわけではあるが、面の概形が形成された時期は、Ⅰ面とほぼ同時ということになる。

Ⅳ面の形成——Ⅱ面形成後、貯水位は急激に低下し、8月末頃にはⅡ面を開析した水流は底置面上を延長川として流れ、Ⅳ面を形成した（第18c図）。Ⅳ面構成層はⅠ、Ⅱ面構成層と比較して細粒で、しかも層厚も0.5m以下と小さいことから、Ⅳ面は比較的小さい出水によって形成された

ものであると推定される。

Ⅴ面の形成——Ⅳ面形成後、同年9月10日頃に貯水位は最も低下した。この時までには、Ⅴ面が形成された（第18d）。流路は最も延長し、この時の水流によって掃流された砂礫は、低下した貯水位（標高415m）付近に二次デルタ（吉良, 1982, p. 88~89）を形成したであろうが、調査時には既に水没していて、観察できなかった。

Ⅴ 堆積物の特性に関する考察

1. 掃流物質と浮遊物質の構成比

ダムによって生じた貯水池は、河川を堰き止めて上流から流送されてくる物質を捕獲する装置とみなすこともできる。堆砂の構成を調べれば、河川の流送物質についての情報が得られる。草木貯水池に生じた三角州では、堆砂過程の資料と1984年の水位低下時の堆積構造調査によって、底置層の上に前置層と頂置層が次第に前進し堆積して、三角州が発達してきた様子がとらえられた。

湛水開始以来、1983年末までの堆砂総量は前述のように200万 m^3 である。そのうち、前置層・頂置層は長さ1300mの範囲に50m程度の幅で、平均すると4mの厚さに堆積しているから、その容積は26万 m^3 となる。とはいえ、堆砂量全体に占める割合は12%にすぎない。ただし1983年以前に貯水位が夏季制限水位以下に下がった時に、前置層・頂置層の一部が貯水池内へ流送されたことが考えられるので、実際にはこれよりかなり多いものと推定される。それにしても、堆砂量全体に占める頂置層・前置層の比率が20%を超えることはないであろう。

頂置層と前置層とは粗粒な礫を主体とする掃流作用による堆積物である。浮流物質と同様、年々の変動が大きい、平均して毎年数万 m^3 というオーダーになる。これは、幅50mの河床にある厚さ1mの砂礫が1年に1km程移動している勘定になる。この値は、従来なされた河床礫の移動に関する現地観測結果（たとえば渡部, 1973）からみて、異常に大きいとはいえない。この移動速度は下流方向へどのように変化するのだろうか。

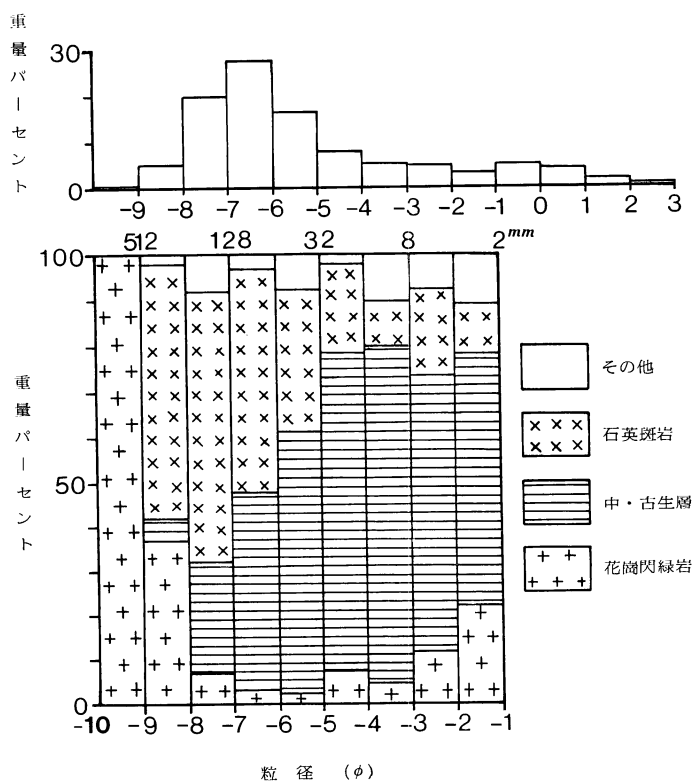
かつて渡良瀬川中流でなされた現地観測結果（多田ほか，1955；1957）からは，より小さな移動速度が推定される。この問題に関しての全川的な調査が望まれる。

一方，今回観察された範囲内での底置層はシルトと中砂および細砂を主体とした浮遊作用による堆積層であった。これより下流側の湖底を，前述したように平均して5mの厚さで埋積している堆積物は，wash load 起源のシルト・粘土であろうことは容易に想像される。細砂以下の細粒物質は河床物質中に極めてわずかしかな存在しないにもかかわらず，しかも山間地の河川であるにもかかわらず，細粒物質の運搬量は粗粒物質と比較して著しく多いことに驚かされる。

2. 堆積物の岩種構成

第19図に，第6a図のNo. 7地点（現河床）における粒度組成と粒径別の岩種構成を示す。 ϕ ス

ケールによって1 ϕ 間隔に分けた後，各粒径階から200個程度の粒子を採取し，それらを肉眼またはルーペを用いて中・古生層起源，石英斑岩起源，花崗閃緑岩起源，その他（不明を含む）の4種類に分け，それぞれの重量比を求めた結果である。－1 ϕ より小さい粒子については岩種を判別しなかった。また－6 ϕ より大きな礫についてはサンプル個数が不足したので周辺から各粒径階の礫を追加して，岩種別の構成比を求めた。岩種構成は，従来の研究（谷津ほか，1952；小峰，1954など）によって明らかにされているように，粒径によって著しく異なる。第19図では，－9 ϕ 以上の大粒子はすべて花崗閃緑岩であり，逆に，小粒子になると中・古生層起源の礫が卓越している。砂については岩種の構成比を調べていないので，礫についてのみ河床物質中の構成比を算定すると，中・古生層：石英斑岩：花崗閃緑岩＝7：



第19図 河床砂礫の粒度別岩種構成
(第6図 No. 7 地点の試料について求めたもの)

6:1 となった。貯水池上流の河床には花崗閃緑岩の岩塊・巨礫が累々としているにもかかわらず、花崗閃緑岩の礫が極めて少ないことが判った。

このことは、山地河川においては、静的にみた河床砂礫の性質は、必ずしもその地点を流送されている砂礫の性質を反映していないことを教えている。山地河川においては、支谷や谷壁から供給されて、その河床に残留している残り礫 (Lag gravel) と通過している砂礫を判別しなければならない。河川における砂礫の動態に関する理解を深めることが、河川の働きを的確に理解するために、当面必要な最大の課題であろう。

VI ま と め

1984年の渇水による貯水位の異常低下期に、渡良瀬川上流の草木貯水池の堆砂形状を観察し、以下のような知見を得た。

(1) 三角州の頂置層は夏季制限水位に対応して形成され、下流側に前置斜面が形成される。前置斜面の前進につれて生ずる前置層はそれ以前に堆積した底置層を覆う。

(2) 貯水位の低下時には、延長川によって前置層および頂置層の一部は侵食されて下流側の底置層面上に堆積する。この時、出水が生ずると底置層までもが下刻され、三角州は大きな地形変化を受ける。

(3) 前置層は砂礫層からなるが、貯水位と流入水量の経年変化と対応した3種類の層相が認められる。すなわち貯水位が低い時(夏季制限水位に貯水位が下げられている7月~9月)の出水時の掃流物質である巨礫混じりの砂礫層、それを薄く覆うシルト層、このシルト層は貯水位が高く、しかも出水の生じない時期(10月~翌年の春)の沈澱物、そして貯水位が比較的高い時期(春)の出水による堆積物と考えられる礫混じりの砂層である。

(4) 底置層はシルトと中砂・細砂を主体とする浮遊土砂堆積物であるが、その粒度組成にも貯水位と流入水量の経年変化が反映されている。すなわち冬季に徐々に沈澱し堆積したシルト層の上に

夏季の出水時に堆積する砂層は、下部から上部に向かって、次第に粗粒化し、その上部で再び細粒化する傾向を示す。

(5) 頂置層・前置層を構成している粗粒な砂礫は堆砂全量の12%かそれよりやや多い程度である。山間地を流れる渡良瀬川が流送している土砂礫のうち掃流物質の割合は河床状態を静的に見た時に受ける印象とはかなり違っている。

(6) 掃流物質を岩種別に見ると、岩種によって粒度組成や量比が異なる。これは生産される岩屑の大きさやその後の細粒化のされやすさに岩種による差異があるために、上流からその地点に流送されてくる粒径が岩種によって異なるためと考えられる。

謝 辞

本研究は、昭和59年度から開始された文部省科学研究費・特定研究 (1)「比較河川学の研究」(代表者、北海道大学教授 岸 力)の中の「流域における物質輸送過程の比較研究」(研究分担者、東京工業大学助教授(現・建設省土木研究所) 福岡捷二ほか)による研究費を使用して行われた。調査にあたって建設省渡良瀬川工事事務所から多くの資料を提供していただいた。とくに前調査課長の吉川利光氏には大変お世話になった。心からの感謝を申し上げます。

引用文献

- 伊勢屋ふじこ(1985): 沈降式粒度分析の手引き. 筑波大学水理実験センター報告, 9号, 115~128.
井口正男(1967): 相模湖における堆砂, とくに三角州の発達について. 東京教育大学地理学研究報告, 11, 207~226.
吉良八郎(1982): 『ダムの堆砂とその防除』 森北出版, 392p.
小峰 勇(1954): 渡良瀬川の中礫について. 地理学評論, 27, 218~221.
多田文男・谷津栄寿・三井嘉都夫(1955; 1957): 渡良瀬川の土砂の堆積について(第3報) 流砂移動の研究. 資源研彙報, 39, 54~59; 45, 19~22.
谷津栄寿・中山正民・井口正男・高野 繁(1952): 渡良瀬川の運搬物質について. 地理学評論, 25, 182~192.
渡部景隆(1973): 『かわらの石の科学』 岩崎書店, 52p.