

梓川上流、上高地明神橋下における氾濫原の微地形形成プロセス

島津 弘*

I はじめに

長野県西部の上高地は梓川の上流部に位置し、奥穂高岳(3190m)をはじめとした標高3000m級の山々に囲まれた地域である。日本の本州以南における現在の山地河谷は、一般に幅の狭い河道と氾濫原で特徴づけられたV字谷である。しかし、上高地の梓川の谷底には600mにもおよぶ幅の広い河道および氾濫原と支流から流出・堆積した土砂によって形成された堆積地形がみられる。

上高地の梓川河道では、年々の洪水時の活発な土砂移動によって地形変化が生じる(上高地自然史研究会 1995, 1996, 1997, 1999, 岩田・山本 1996)。氾濫原においても河道方向への土砂の流れ込みや河道と直交する方向への土砂氾濫がしばしば発生する(進ほか 1999)。一般に河辺林の構造や動態は地形やその形成と密接に結びついている(崎尾・鈴木 1997など)。上高地においても河辺林のモザイク構造は、氾濫原堆積物の粒径の違い、土砂の流入によって生じる林分の部分的破壊や堆積土砂厚の違いによって形成された(進ほか 1999)。また、梓川の河道変遷は、支流出口に形成された沖積錐の発達や梓川本流への土砂供給と密接に結びついている(島津 1998)が、氾濫原への土砂流入によって河道変遷が引き起こされることも考えられる。一方、上高地の谷底は災害危険度の高い場所(岩田 1991, 1992)であるにもかかわらず多数の観光施設が立地し、河原や河辺の林、きれいな水といった自然景観を求めて年間130万人を超える観光客が訪れる(福田・島津 1996, 島津・福田 1996)。しかし、安易な防災工事の実施は上高地の自然システムを破壊する可能性が高いこと(岩田 1992, 1995, 1997)から自然システムを考慮に入れた適切な防災計画を立案する必要がある。谷底の地形形成プロセスの理解はとくに重要であるといえる。以上のことから、氾濫原への土砂流入と氾濫原の地形形成プロセスを明らかにすることは上高地の自然システムの解明と防災にとって重要であるといえる。

氾濫原の地形とその形成プロセスを明らかにすることは、氾濫原における氾濫水や地下水の挙動やこれらの水の河川水との関係、氾濫原から河川への物質供給、さらに過去の環境を知るために必要である(Levin 1996)ことから、さまざまな研究が行われてきた。とくに、堆積速度や堆積プロセスとそのモデリングに関する研究は盛んに行われてきた(Nanson, 1986; Pizzuto, 1987; 鈴木 1994; Nichols and Walling 1995; Levin 1996など)。しかし、網状河川を扱った研究は不十分で(Reinfelds and Nanson 1993)、微地形の構造やその年々の変動と地形形成プロセスの関係、密な河辺林が発達する氾濫原における研究はほとんど行われていない。したがって、氾濫原の地形形成プロセスやそれらと河辺林の動態との相互関係を解明するためには、上高地の梓川氾濫原において詳細な観察と検討を行うことが有効であると考えた。

上高地中央部の明神橋(Fig.1)周辺ではここ数年河床上昇が続いている。その影響により、1997年頃から明神橋下において左岸の氾濫原へ土砂が流入しはじめた。そこで、氾濫原への土砂流入と地形変化プロセスを解明することを目的として、土砂が流入した範囲について1998年夏~1999年夏の3時期に地形学図を作成した。また、流入土砂の堆積過程を知るために3地点でトレンチを掘り、観察を行った。これらに基づき河床上昇と土砂流入の実態、微地形変化の特徴を明らかにし、氾濫原の地形変化プロセスについて検討を行った。

II 調査地域の概要

梓川は槍ヶ岳(3180m)を源頭とし、松本盆地で奈良井川と合流して名前を犀川に変える全長およそ70kmの河川である。横尾谷との合流点(横尾)から大正池までのおよそ16kmの区間(上高地地区)に幅の広い谷底平野がみられる。一方、大正池から松本盆地の入り口までは兩岸が切り立ったV字谷をなす。このような特徴は、流路変更とも関係した焼岳火山群の発達にともなう梓川のせ

*立正大学 地球環境科学部地理学科

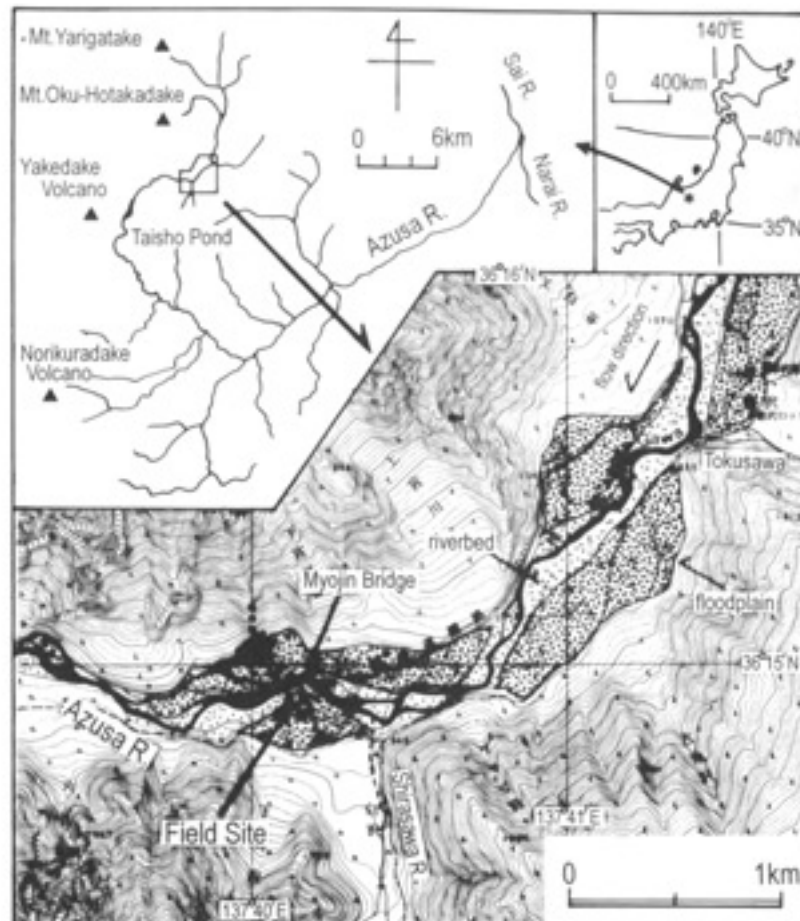


Fig. 1 The Azusa River catchment and field site.

き止めによって形成されたと考えられている(町田 1979; 原山 1990)。中期更新世以前の古梓川(植木ほか 1998)は現在とは異なり西の高山方面へ流下していたことが明らかになりつつある(原山 1990; 植木ほか 1998)。また、現梓川に最も影響を与えている焼岳火山群の白谷山は2.6万年前に、焼岳は1.5万年前に活動が開始され(及川・紀岡 2000)、およそ2万年前に最終的に現在の松本盆地へと流下する梓川流路ができあがったとする考え方もある(及川 私信)。少なくとも2万年前以降は焼岳火山群の活動によるせき止めがくり返され、梓川谷底の埋積が徐々に進み、厚い堆積物と幅の広い谷底平野が形成されていった。松本砂防工事事務所(1968)によると、谷底を埋積する堆積物の厚さは100m以上に達するところもある。最新の比較的規模の大きなせき止めは、1915(大正4)年に生じ、大正池が形成された。大正池は梓川上流から運ばれてきた土砂と焼岳の開析によって生産された土砂により埋積が進んでいる。

梓川上流域の主な地質は、三疊紀〜ジュラ紀の堆積岩類、白亜紀末期〜古第三紀の花崗岩類と古第三紀の前徳高溶結凝灰岩類である(原山 1990)。明神橋より上流

では、主として梓川左岸に堆積岩類、右岸に花崗岩類、右岸側の徳高連峰中心部に前徳高岳溶結凝灰岩類が分布する。調査地の位置する谷底平野の両岸の谷壁斜面は花崗岩類からなる。

氾濫原の河辺林を構成する主な木本は、ケショウヤナギ(*Chosenia arbutifolia*)、エゾヤナギ(*Salix rorida*)、オオバヤナギ(*Toisusu urbaniana*)、ドロノキ(*Populus maximowiczii*)などのヤナギ科の植物を中心に、ダケカンバ(*Betula ermanii*)、ハルニレ(*Ulmus davidiana var. japonica*)、ヤチダモ(*Fraxinus mandshurica var. japonica*)、サワグルミ(*Pterocarya rhoifolia*)、クニガワハンノキ(*Arunus inokumae*)、ウラジロモミ(*Abies homolepis*)、カラマツ(*Larix kaempferi*)などである。このうち、ケショウヤナギは日本では十勝地域と梓川流域、特に上高地に隔離分布する植物である。上高地ではほかのヤナギ科の植物とともに河道の中にパッチ状群落を形成している(石川 1995)。

島津(1995)は梓川河床の礫径、礫の形態、河床勾配、河床形態、流入する支流の地形特性の下流への変化に基づいて、梓川の土砂移動過程を検討した。地形、土

砂移動過程ともに大正池を境として梓川は2つの区間に分けられる。このうち大正池より上流の区間については、横尾～徳沢、および明神橋上流～大正池を揚流力の低下にともなった礫のふるい分けが卓越する堆積区間、徳沢～明神橋上流を礫のふるい分けが進行しない通過区間であるとした。本研究の調査地は、明神橋のすぐ下流の左岸側氾濫原の一部である (Fig.1)。調査地は島津 (1995) によると通過区間から堆積区間に移行する境界の近くに位置する。

調査地付近の谷底平野の幅はおよそ400mである。河道は谷底平野の中心からやや右岸よりに位置する。河道幅は150～200mであるが、明神橋のところで右岸の連続堤防と左岸の断続的に設置された堤防によっておよそ50mに狭められている。1996年に白沢流入地点と明神橋の間の堤防未設置区間で左岸側氾濫原内へ土砂が流入した。その後、左岸側堤防が明神橋のすぐ上流まで延長された。今回調査対象としたのは、明神橋下の堤防の終点付近から氾濫原内へと流入した土砂が堆積した範囲である。なお、明神橋下流の左岸堤防は、長さ約20m、高さ約1mの蛇籠堤防である。調査地の氾濫原にはケショウヤナギを中心とするヤナギ類、タニガワハンノキ、ハルニレ、ダケカンバなどからなる河辺林が成立し、林床には草本類がみられる。

III 調査方法

河床上昇および土砂の堆積厚と微地形変化の実態を把握するため、平板測量により小崖などの微地形を記入した等高線間隔0.2mの地形学図を作成した。林床植生を覆って堆積した堆積物の表面粒径もあわせて図示した (Fig.2, Fig.3, Fig.4)。地面の高さは堤防上の基準点を5.0mとしてあらわした。粒径については、目視で大礫、中礫、細礫、砂に分類し、その分布範囲を地図中に記入した。また、林床植生を埋めきらずに砂などが薄く堆積した場所、土砂がほとんど堆積していない場所も区別して地図に示した。測量と表面粒径調査を実施したのは1998年8月7日～9日および10月12日と1999年8月8日～10日の3回である。測量を行った範囲は1998年8月の時点で林床が攪乱されていた部分で、梓川の河道方向におよそ40m、それと直交する方向におよそ65mである。さらに、土砂の堆積・侵食の経過を明らかにするために1998年8月に1地点、1999年10月に2地点で深さ50cm程度のトレンチを掘り、堆積物の断面構造を記載した。

IV 微地形と表面堆積物

ここでは、調査期間中に共通してみられた特徴、各調査時点での特徴について、それぞれ河道と氾濫原に分けて記述する。

1. 微地形の概要

河道：主流路と分流路の2本の流路がみられる。主流路は右岸堤防に沿って流れている。一方、分流路は氾濫原との境界に位置しており、2本の流路の間は幅30m程度の中州となっている。

氾濫原：調査範囲南縁には氾濫原内にある湧水を水源とする幅2～5mの水路がある (以下、南側水路)。南側水路の対岸 (南側) には高さおよそ80cmの小崖がある。これら南側水路と小崖の方向は梓川の河道方向とほぼ平行する。Fig.5の横断面図をみると、調査を行ったいずれの時期においても、河道と調査範囲内の氾濫原のそれぞれにおける最高点の高さはほぼ同じだが、水路対岸の小崖上端の高さはそれらよりもわずかに低いことがわかる。調査範囲内の氾濫原の高さは河床と接するあたりが最も高く、南側水路に向かって緩やかに傾斜している。氾濫した土砂は南側水路まで到達していたが、小崖を乗り越え対岸の氾濫原上に流入することはなかった。

2. 1998年8月 (Fig.2)

河道：表面の大部分に大礫、巨礫が分布している。分流路の中州側は小崖によって境されている。分流路を流れる水は調査範囲内で大部分が浸透している。中州上には小崖に挟まれた深さ20cmの溝がみられる。

氾濫原：堤防末端よりおよそ5m下流の地点から土砂の流入が始まっている。流入土砂の堆積範囲は河道との境界で河道方向の幅がおよそ25mであるが、下流よりおよそ10mは河道との境界に沿った5mの範囲にのみ堆積している。一方、氾濫原の奥へ延びる堆積地は樹枝状に分かれて広がっている。堆積範囲は大礫によって広く覆われている。ただし、堤防の内側に沿った部分には上流側へ遡るように砂が堆積している。氾濫原内にはいくつかの流木、倒木が分布している。中央部にみられる河道方向とほぼ並行した倒木の一部が大礫と中礫の分布境界となっている。梓川流路と直交する方向には深さ15～20cm程度の溝がのびている。溝は2本あり途中で合流する。溝の中には細礫が堆積している。溝の途中に30cm程度の段差があり、そこから溝は凹地状に深くなって南側水路へとつながり、水路の水が入り込んでいく。ここでの水の流れはほとんど認められないため、平水時にこの凹地からの湧出はないと思われる。この溝の

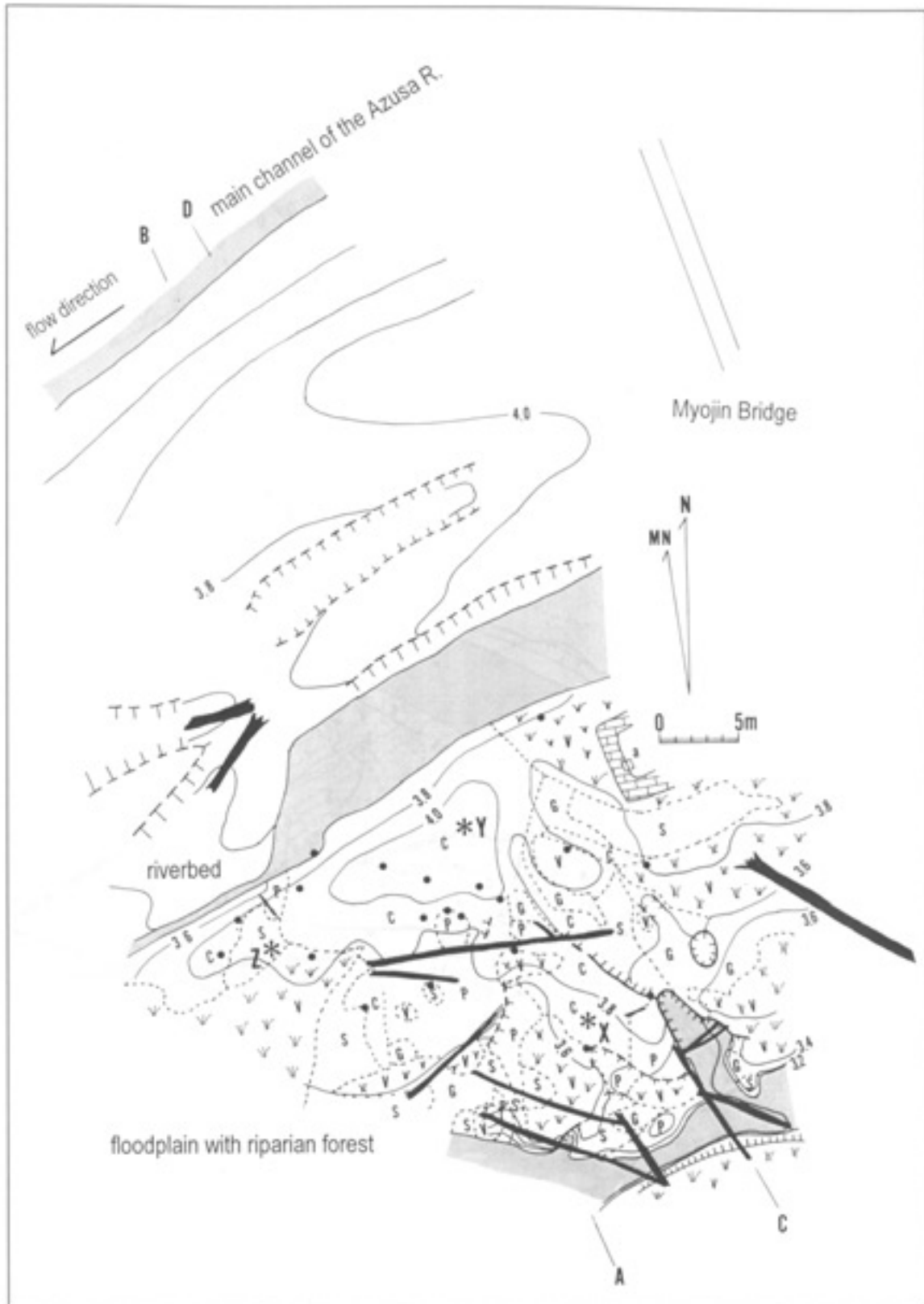


Fig. 2 Geomorphological map of the field site in August 1998.
Legends are shown in Fig. 4.

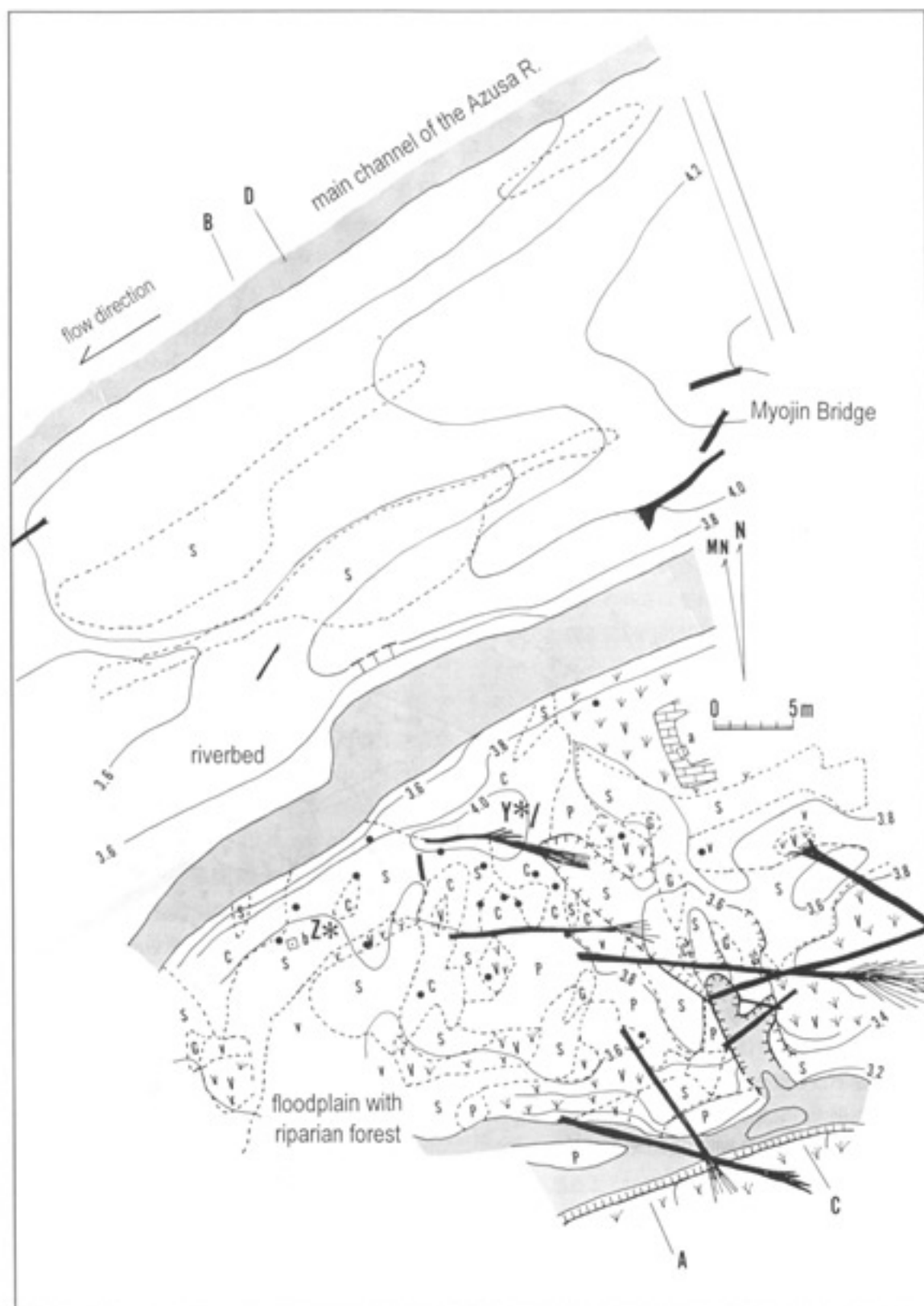


Fig. 3 Geomorphological map of the field site in October 1998.
Legends are shown in Fig. 4.

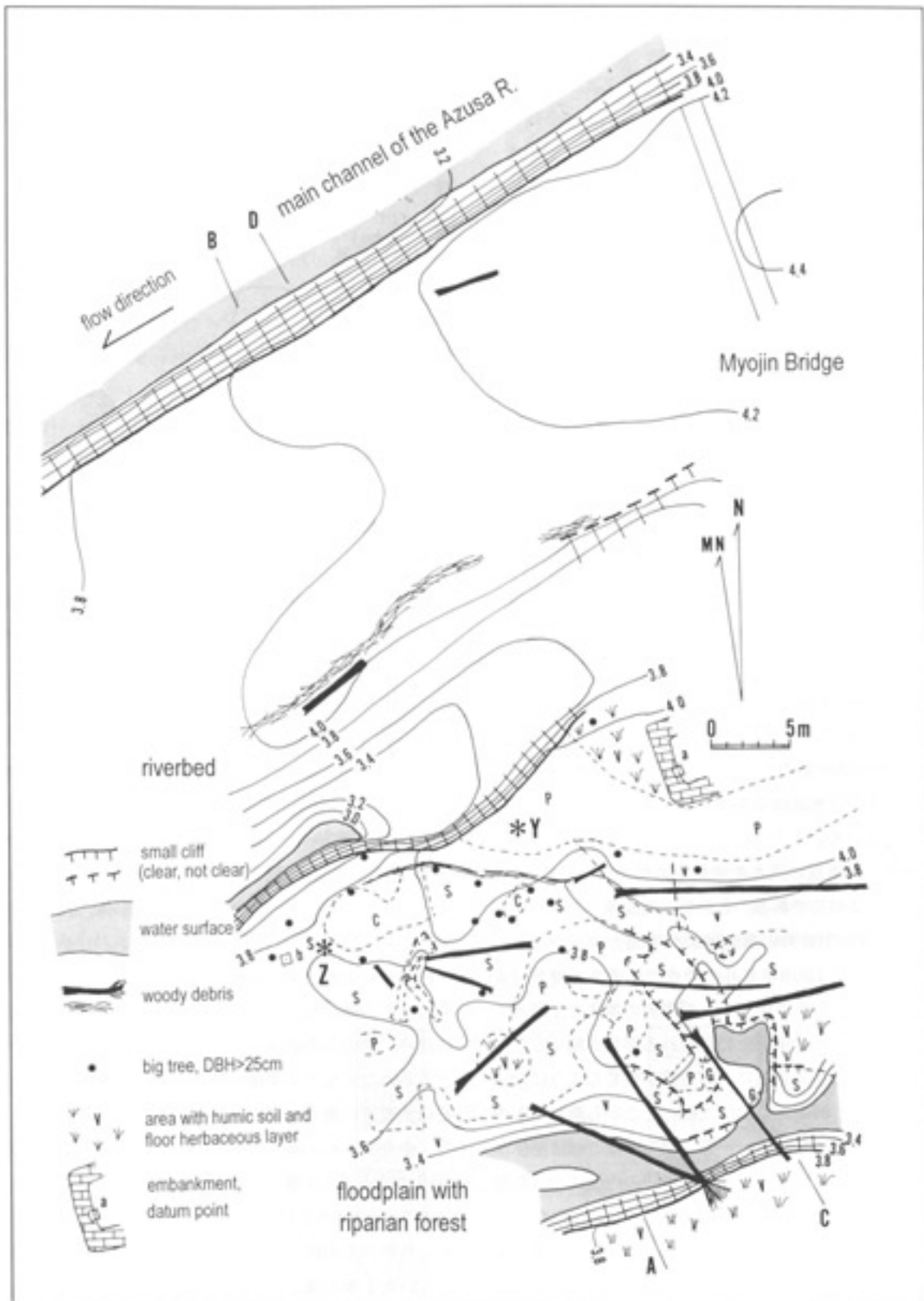


Fig. 4 Geomorphological map of the field site in August 1999.

A-B and C-D: the positions of the cross sections (Fig. 5).

X, Y, Z: Sites of the trenches where the sedimentological descriptions (Fig. 6) carried out. a (on the embankment= 5.0m), b (post established by the Ministry of Construction= 3.6m): Datum points of the temporary elevation.

The symbols of the grain size of surface sediment are as follows:
 C: cobble, P: pebble, G: granule, S: sand, v: slightly covered by sediment with floor herbaceous layer, V: humic soil on the surface with floor herbaceous layer.

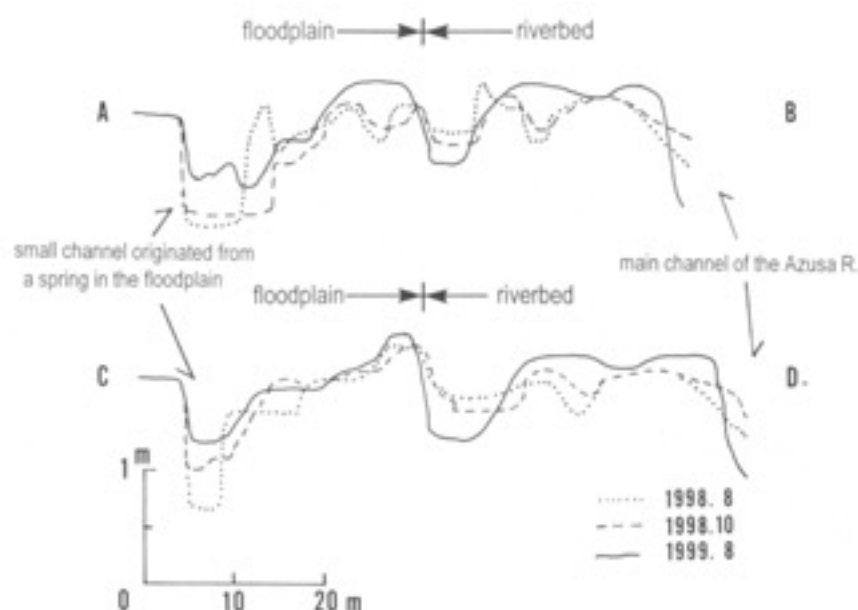


Fig.5 Cross sections of A-B and C-D in Figs. 2, 3 and 4.

脇には、砂に覆われた直径2m深さ15cm程度の円形の凹地がみられる。

3. 1998年10月 (Fig.3)

河道：大礫、巨礫が堆積しているが、一部に砂が分布する。明神橋付近での上昇が顕著である。中央に深さ30cm程度の溝があるが、やや埋積され、その境は不明瞭になった。分流路はやや深くなった。水量は下流方向へ減少していく。

氾濫原：最高点の高さや微地形の特徴は1998年8月調査時とほぼ同じである。しかし、氾濫原への土砂の流れ込みは1998年8月の調査地より下流方向へかなり広がった。また、1998年8月の時点で河道との境界付近にのみ堆積がみられた所でも、氾濫原の奥まで土砂流入の範囲が広がり、林床植生の見られる部分が縮小した。表面堆積物の粒径は場所による差異が生じるようになった。すなわち、河道近くには大礫、そこから離れると中礫または砂となっている。一方、溝の中はこれと関係なく細礫または砂が堆積している。堤防の内側に沿った部分の様子は1998年8月調査時とほとんど変わらない。氾濫原を横断する溝の形態にも変化がみられた。溝は全体の幅がやや広がり、小崖によって境されたY字形を呈すようになった。また、溝の底面は比高20cm程度の小崖によって区切られて3段に区分できるようになった。最も下の段は1998年8月の凹地状に深くなった部分に相当する。ここは以前と同様に水路とつながっているが、ここからの湧出はみられない。以前にみられた円形の凹地は、溝の一部となっていた。調査地の西よりにY

字形をした深さ20~30cm程度の溝状の低まりが新たに形成された。

4. 1999年8月 (Fig.4)

河道：中央部の起伏は小さく、溝状の地形は消滅した。主流路との境界は明瞭な小崖で区切られるようになった。分流路にはほとんど水が見られないが、氾濫原との境界には以前より明瞭な高さ60cm程度の小崖がみられるようになった。また、分流路が途中から急激に深くなると同時に幅が拡大し、分流路に沿って枝などの流木が線状に分布しているといった特徴がみられるようになった。

氾濫原：氾濫原内の最も高い部分が、河道との境界から堤防の内側に沿って延びようになった。前回の調査に比べ、砂の分布範囲が広がった。大礫は表面にほとんどみられなくなり、中礫が堤防の内側に沿った部分を中心に氾濫原の最も高い部分に分布するようになった。また、中央部にも中礫の分布がみられるが、ここは1998年10月の時点でも中礫が分布している。溝の底は不明瞭ではあるが1998年10月と同様に3段に区分できる。しかし、外形が不明瞭になるとともに浅くなり、途中で合流していた1本の溝が消失した。また、南側水路への出口付近の幅が狭まった。溝のわきには直径1m、深さ15cmの円形をした砂が堆積している浅い凹地が形成された。この凹地は1998年8月にみられたものと同様の形態しているが、形成された位置は異なっており、大きさも小さい。西よりの浅い溝の中には小崖で挟まれた細い溝が出現した。この浅い溝は水路まで連続するようになった。

V 堆積物の構造

3カ所のトレンチで堆積物を記載するとともにふるいを用いた粒度分析を行った。粒度は断面にみられた最大、主構成成分、マトリクス(主構成成分が礫の場合)について表面堆積物と同様のカテゴリーに区分して記述する。ただし、砂以下のものについては、粗砂、中砂、細砂、シルト、粘土に区分して示す。なお、名称はウェントウォースの区分に準じる。

1998年8月に掘削したトレンチXは、河道から離れた大礫が表面を覆うやや高まった場所に位置する(Fig.2)。トレンチの深さは約70cmである(Fig.6X)。地表面からおよそ55cmの深さに厚さ15cm以上の埋没腐植層とその下位の腐植混じりの礫層があらわれる。この埋没腐植層は下からシルト混じりの細砂層、粗砂混じりの細砂層、礫混じりの粗砂層、マトリクスを持たない中礫層、砂をマトリクスにした大～中礫層の順で覆われている。シルト混じりの細砂層の中に厚さ1cmの植物遺体を多く含む細砂層が挟まれている。

1999年10月には河道に近い2カ所で50cm程度のトレンチY、Zを掘って断面を観察した(Fig.6Y, Z)。トレンチYは最も高くなっているところ、トレンチZは1998年8月の時点で分水路中にあったケショウヤナギをはじめとする数本の大径木の背後に位置している。地図を作成した3時期の表面堆積物は、前者が大礫～中礫、後者が砂である。トレンチYでは、深さおよそ30cmに厚さ10cm以上の細砂～シルト層からなる埋没腐植層がみられた。その直上が根や植物遺体に富んだ薄

い細砂層に覆われている。これらの層は下位から、粗砂～中砂をマトリクスとする中礫層、やや暗色で巨礫を含む細砂をマトリクスとする中礫層、やや粒度が異なる3層の砂をマトリクスとする中礫層の順で覆われている。一方、トレンチZでは、深さおよそ40cmに埋没腐植層と考えられる腐植および植物遺体を含む礫混じりの細砂層がみられる。その層をシルト混じり細砂層、中・細礫を含む砂礫層、暗色のシルト混じり細砂層、やや明るい色をしたシルト混じり細砂層、細礫・シルト混じりの砂層、植物遺体と粘土混じりの細砂・シルト層、シルト混じり砂層が順に覆っている。礫を含む2つの層の上部およそ1cmにはそれぞれ植物遺体が多く含まれている。

なお、各トレンチでみられた植物遺体は落葉と細かく破砕された細い枝である。

VI 微地形変化の特徴と地形変化プロセス

Fig.7は2つの時期の地図を重ね合わせて地表面の高さの変化を示したもので、堆積・侵食量と微地形分布の平面的な変化をみることができる。この図とFig.5の断面図およびFig.6の堆積物柱状図をもとに微地形変化の特徴を記述し、地形変化プロセスを考察する。

1. 土砂流入開始～1997年冬

Fig.6の各トレンチにみられる埋没腐植層は層の厚さ、植物遺体だけではなく腐植が含まれていることから比較的長期間の地表面の安定を示すと考えられる。したがって、この層の上面が土砂流入開始直前の地表面といえる。河道に近く、土砂流入の範囲の中心に位置するトレンチYでは、埋没腐植層直上に植物遺体を含む層がみ

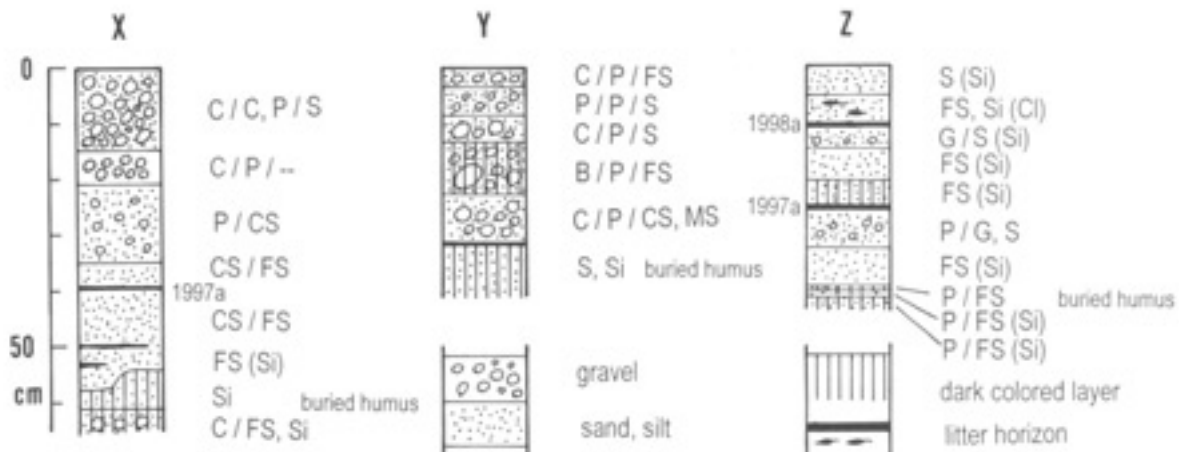


Fig. 6 Columnar sections of floodplain surface sediment.

The positions of the trenches are shown in Figs. 2, 3, and 4. Notations of grain size are "Maximum diameter / Most component / matrix (if gravel is most component)". (B: boulder, C: cobble, P: pebble, G: granule, S: sand, CS: coarse sand, MS: Medium sand, FS: fine sand, Si: silt, Cl: clay, (Si): Silty). The periods of the litter horizon formations are 1997a as autumn in 1997 and 1998a as autumn in 1998.

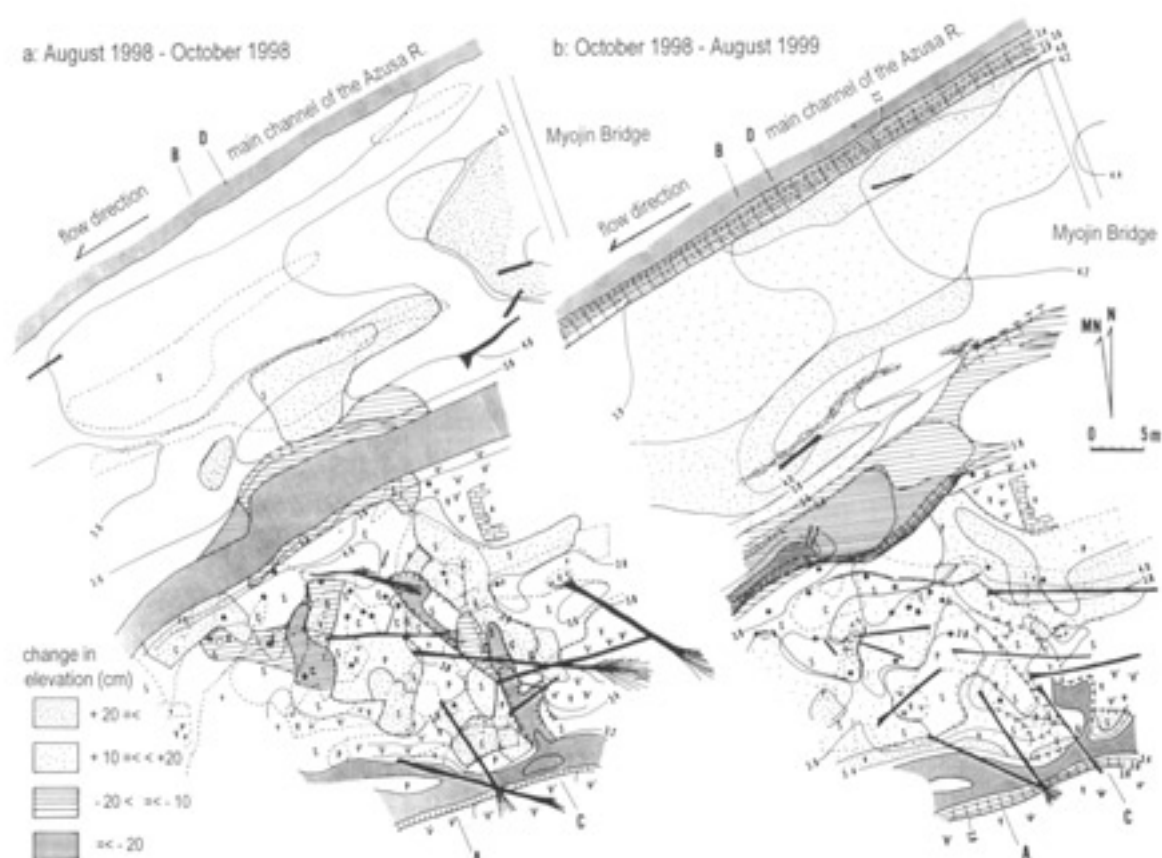


Fig. 7 Changes in elevation and micro landforms.

られる。この植物遺体の層は土砂流入直前の状態を示したものである。中礫層は植物遺体の層を壊さずに堆積していることから最初の土砂流入では地表面をほとんど侵食せずに中礫が覆い被さるように堆積したといえる。また、トレンチZも埋没腐植層の上面は乱されていないので、埋没腐植層上に整合に細砂層が堆積したと考えられる。一方、河道から離れたトレンチXでは埋没腐植層の上面が傾斜していた。しかし、埋没腐植層の上面は乱されていないため、この傾斜が侵食によるものではないと判断した。

トレンチXおよびZには埋没腐植層より上位に落葉などの植物遺体を多く含む薄い層がみられる。これらのうち、トレンチXにみられる層とトレンチZの深さおよそ25cmにみられる層は、土砂流入開始後に初めて迎えた落葉期であると判断される。土砂流入開始の時期がはっきりしないが、1997年頃と推定できることから、埋没腐植層より上位にある植物遺体を含む薄い層は1997年秋を示すと判断した (Fig.6X, Z; 1997a層)。よってこの期間にトレンチX, Zでは15~20cmの細砂の堆積が生じたことがわかる。一方、トレンチYでは最初に堆積した中礫層を覆う巨礫を含む層は暗色がかっているものの、明瞭な植物遺体を含む層はみられない。したがっ

て、最初の堆積以降については土砂の流入時期を特定することはできない。

以上のように、いずれの地点においても土砂流入の始まりの時には地表面の侵食を起こさず、覆い被さるように土砂が堆積した。また、氾濫水は氾濫原に流入すると急激にその掃流力が減衰し、河道との境界付近で中礫を堆積させ、砂のみが氾濫原の中へ運搬され堆積した。河道との境界付近でも大径木の背後では、細粒土砂が堆積した。

2. 1998年春~1998年8月

Fig.2では、大礫が広く氾濫原の表面を覆っている。トレンチXの断面では、1997年秋層の直上は5cmの細砂層がみられるものの、それより上位の35cmは上位の層ほど粗粒で、表層のおよそ15cmは大礫層となっている (Fig.6X)。これらのことから、1997年秋の落葉以降 (すなわち、1998年春以降) 調査を行った8月までの間に氾濫原への激しい土砂流入が生じ、急速に氾濫原の奥まで到達する土砂が粗粒化していったことがわかる。このことは氾濫水の掃流力が増大していったことを示していると考えられる。一方、トレンチYでは前述のように埋没腐植層より上位には植物遺体を多く含む層はみられない (Fig.6Y)。この地点においても落葉に覆われたはずであ

るので、1997年秋層は侵食されて消失したと考えられる。前述のようにこの地点における堆積物ごとの堆積時期を特定することはできないが、氾濫水の掃流力の増大とあわせて考えると、1997年秋層と中礫層の一部を侵食して巨礫を含む層が堆積したと考えられる。

堆積物分布と残存している林床の草本の分布 (Fig.2) から、主として3つの流れに沿って堆積が進行したと推定できる。堤防の内側に沿った流れと、河道方向と直交する氾濫原を横断する流れ、やや下流へ向いた流れの3つである。このうち、河道方向と直交する流れによって侵食が生じ、浅い溝が形成された。まわりより低い溝の中では地下水が湧出しやすい。河道内の水位の上昇とともに氾濫原内の地下水位が上昇すると、溝の中では地下水が噴き出す。このとき水と一っしょに堆積物中の細粒分も噴き出すと考えられる。円形の凹地および南側水路に近い場所での溝の深まりはこのようなプロセスによって形成されたと考えられる。

大径木の背後に位置するトレンチZでは、1997年秋層を厚さ5cmの植物遺体を含まない暗色の細砂層が覆う (Fig.6Z)。トレンチZ付近は河道との境界に沿って幅5m程度の範囲にのみ堆積がみられ、背後には堆積地が広がっていない。氾濫水流入範囲の縁辺部に位置していたこと、大径木の背後に位置していること、小さな流水が土砂の流入を阻止しやすかったことが、河道のすぐそばであるにもかかわらず、わずかな堆積しか生じなかった要因であると考えられる。

中央にみられる倒木の河道よりには大礫が分布しているが、その背後は袋状に林床植生に囲まれており、一部に大礫がみられるものの、中礫、砂が表面を覆っている。3つの流れのうちやや下流へ向いた流れは倒木を乗り越えるときに掃流力が急減した。その結果、この流れの方向には堆積範囲が大きくは広がらず、林床植生に囲まれた堆積域が出現したと考えられる。

3. 1998年8月～10月

分流路はやや深くなり、流路内にあったケショウヤナギの根元が陸化した。一方、河道内の中州の上昇は進行し、明神橋の付近ではこの期間だけで上昇量が最大で0.4mに達した (Fig.7)。土砂堆積範囲は下流方向へ拡大し、トレンチZ付近にも砂が広く堆積するようになった (Fig.3)。この付近の堆積による地面の高さの上昇量は10cm程度である (Fig.7a)。トレンチZの深さおよそ10cmにみられる植物遺体を含む層は、層準から考えて1998年秋の落葉期に対応すると考えられ (Fig.6Z; 1998a)、1997年秋から1998年秋までの1年間の堆積

量はおよそ15cmということになる。一方、調査範囲内で20cm以上の上昇がみられたのは南側水路に近い1998年8月の時点で低かった場所と堤防内側であった (Fig.7a)。トレンチY付近ではほとんど上昇がみられないことから、氾濫水の流入によって表層の侵食と礫の堆積が生じたと考えられる。巨礫を含む層が前述のように1998年8月以前に堆積したものであるとすれば、侵食深は最大でも10cm程度である。その他の地域ではより細粒な土砂がわずかに堆積した。

河道と直交した方向にのびる溝では20cm以上の侵食が生じており、溝の地形が明瞭になった。粗粒な土砂の流入は少なくなる一方で、溝には氾濫水が集まりやすいことから、このことによる侵食が生じると同時に、底面からの噴出現象により溝が拡大したと考えられる。溝を流下した砂によって、南側水路への溝の流入地点付近で水路の埋積が進行した (Fig.5, C-D断面)。下流側への土砂流入範囲が拡大するのともなう、下流側にも河道と直交する方向の溝が侵食によって形成され始めた。

4. 1998年10月～1999年8月

中州、特に流路との境界付近では堆積が進んだ。しかし、流路では激しい下刻が生じるとともに分流路が幅を広げ、氾濫原が2m程度後退した (Fig.7b)。主流路、分流路とも中州、氾濫原との間に明瞭な小崖が形成された (Fig.4)。トレンチY付近から堤防内側にかけての範囲以外の氾濫原は広く砂で覆われた (Fig.4)。トレンチY付近では、地面の高さがほとんど変わらないことから (Fig.7b)、大礫を含む層の表面がわずかに侵食され、5cm程度の厚さで中礫の堆積が生じたと考えられる。一方、中心部にある中礫層が表面にみられる所は、1998年10月にもちょうどこの範囲の表面が中礫で覆われていたこと、地面の高さに変化がみられないことから、侵食、堆積ともに生じていないと考えられる。トレンチZでは、1998年秋層を覆って植物遺体、粘土泥じりの細砂、シルト層が堆積している (Fig.6Z)。植物遺体の浮いた懸濁物質を含む水の流入、滞留によって形成されたと考えられる。

溝が砂によって埋積されていったのは、流路の急激な下刻により、梓川の増水時における水位上昇が以前より抑えられるようになったためと考えられる。氾濫水の掃流力が以前より減少したため、粗粒な土砂は河道に沿った部分でふるい落とされ、氾濫原内へは主として水と砂のみが流入するようになった。流路の下刻は地下水位の低下を引き起こし、その結果梓川の増水時にあっても溝の底部からの噴出現象がほとんど生じなくなった。以上

のことから、溝の侵食はなくなり、噴出水による溝中に堆積した砂の除去も生じなくなると考えられる。このため、溝の埋積が生じたと考えられる。ただし、溝の脇に小さいものの円形の新たな凹地が形成されたことから、噴出現象も全くなかったわけではない。

氾濫原全体での堆積と溝の埋積によって氾濫原は平坦になっていった (Fig.5)。これにともない、氾濫原に流入した砂は途中でほとんど堆積を起さずに南側水路に到達するようになったと考えられる。このため、南側水路とその周辺における埋積が進行した (Fig.5, Fig.7b)。

1999年10月のトレンチ掘削時の観察によると、堤防の内側が細礫、砂で覆われたことを除けば、1999年8月以降はそれ以前の傾向が継続したものであった。トレンチY、Zとも表層はそれ以前の層と大きな変化がないこともこのことを示していると考えられる (Fig.6Y, Z)。

Ⅶ まとめ

梓川上流、上高地・明神橋下では梓川の河床上昇にともない、氾濫原への土砂流入が生じた。土砂流入後の3つの時期に地形学図を作成し、トレンチ掘削による堆積物の観察結果もあわせて、微地形および堆積物分布の変化を明らかにし、微地形形成プロセスについて検討し

た。結果は次の通り。

- 1) 最初の土砂流入時には地表はほとんど侵食されず、堆積物が整合に覆った。氾濫原に流入すると同時に氾濫水の掃流力は急減し、河道との境界付近に礫を堆積させ、それより奥には砂のみが流入した。
- 2) 河道が上昇するにしたがい、氾濫水の水位が高くなっていく。このため、氾濫原へ流入しても掃流力は減少せず、氾濫原の奥まで到達する堆積物の粒径は徐々に粗粒になる。また、侵食やその他のプロセスにより微地形が形成された。すなわち、流入した水の侵食による河道と直交する方向に浅い溝が形成された。また、梓川の増水時に地下水と堆積物がいっしょに噴出することにより、凹地や溝の中の深い部分が形成された。
- 3) 河道の中州における堆積は継続する一方で流路の下刻が生じるようになると、氾濫水の掃流力の減少により氾濫原への粗粒な土砂の流入は減少し、砂が広く堆積するようになった。地下水位の低下にともない増水時の噴出現象が生じなくなり、凹地や溝では埋積が進行した。
- 4) 氾濫原上の凹凸が減少すると、流入した砂は氾濫原の中にある湧水起源の水路に流入し水路を埋積し始

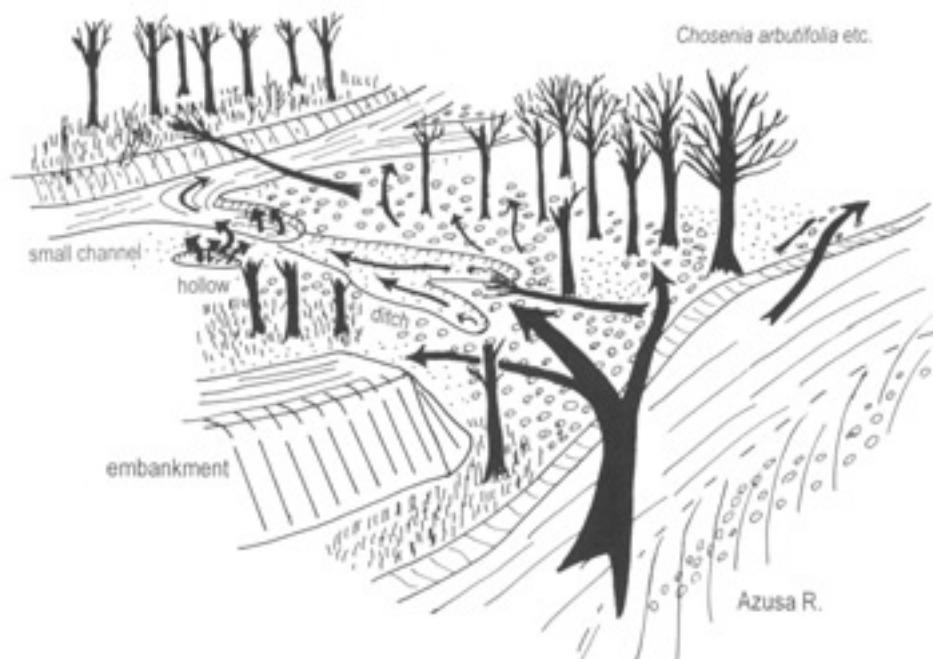


Fig. 8 Schematic illustration of the upper Azusa River floodplain at flood stage, showing the micro landforms, riparian forest, overbank flows, sediment diffusion and geomorphic processes. Erosion causes the development of the ditches. Coarse sediments are deposited broadly along the overbank flows. Fine sediments are accumulated mainly behind woody debris and large trees. Spouting subsurface water and sediment forms hollows. In this illustration the branches of some riparian forest trees are omitted.

めた。水路対岸の氾濫原の高さは、河道や調査区域内の氾濫原より低いものの、水路を越えて土砂が流入することはなかった。

- 5) 河道との境界付近の地点でも、河辺林を構成する大径木の木が集まる地域の背後では、全期間を通じて礫はほとんど流入せず細砂の堆積が継続した。また、倒木、流木も氾濫水の掃流力を減衰させ、土砂流入を阻止することから、その背後には相対的に細粒な土砂が堆積するとともに、堆積範囲の拡大が妨げられた。

以上のように、本流流路と直交する方向への土砂氾濫では、氾濫原における水の流れに加え、地下水と堆積物の噴出により微地形が形成されることが明らかになった。また、河道との位置関係、河辺林を構成する大径木の分布や流木、倒木の分布が堆積土砂の粒径に大きく影響することも明らかになった。Fig.8には、微地形、表面堆積物の特徴と氾濫時における氾濫水の流れ、地形形成プロセスを模式的にあらわした。

調査期間内では南側水路を越えてさらに氾濫原の奥へと土砂が流入することはなかった。水路を越えて土砂流入範囲が拡大するきっかけを明らかにすることは、氾濫原全体の地形形成プロセスの解明や防災の上で重要である。また、本研究では氾濫原の埋積が河辺林および林床植生に与える影響についての調査を行っていないが、河辺植生の動態を明らかにするためにはそのような研究が必要である。

今回の土砂流入は河道内の流路の下刻によって1999年8月以降沈静化傾向にあった。その上、調査終了後の本稿執筆中に人工的な河道の掘削を行ったため、今後しばらくはこの地点における大規模な土砂流入は生じないであろう。人工的な対処療法で一時的な土砂氾濫は防げる。しかし、氾濫原への自然な土砂流入のプロセスを長期間モニタリングし、河辺植生との関係や土砂流入範囲の拡大過程を解明し、自然と適応した防災対策を模索することが上高地のような地域では重要であると考えられる。先駆植物からなる河辺植生の更新には地表の攪乱が重要な役割を果たす(崎尾・鈴木, 1997; 進ほか, 1999)ことを考えれば、一時的であれ、氾濫原への土砂の流入を止めてしまったことは問題であろう。

謝 辞

調査を行うにあたり、安曇村史編纂室の山本信雄氏、上高地養魚場の福島良次氏に様々な便宜をはかっていただいた。環境庁自然保護局中部地区国立公園・野生生物

事務所、文化庁、林野庁中信森林管理署、安曇村には入林許可、土砂採取許可、高山植物等採取許可などの便宜をはかっていただいた。測量・地図作製においては井上素子(さいたま川の博物館)、小泉茜、多宇麻美、露木奈穂子、寺崎志穂利、橋本久美子(以上、立正大学学生)、島津すお美の各氏に協力をいただいた。粒度分析では窪田真介氏(立正大学学生)に手伝っていただいた。また、上高地自然史研究会の調査メンバーおよび上高地自然史研究会成果報告会参加者には有益な助言をいただいた。ここに記して厚くお礼申し上げる。なお、本研究の一部に(財)日本自然保護協会・(財)自然保護助成基金1998年度(第9期)PRO NATURAファンド「上高地における地形形成と地下水流動、植生動態に関する研究」(研究代表者:島津 弘)を使用した。

引用文献

- 石川備吾(1995):ケショウヤナギ群落の生態. 上高地自然史研究会編『上高地梓川の河床地形変化とケショウヤナギ群落の生態学的研究』上高地自然史研究会, 18-22.
- 岩田修二(1991):長野県上高地における現在の地形変化と地形災害危険度地図の作成. 平成2年度科学研究費補助金(総合研究(A))研究成果報告書, 51p.
- 岩田修二(1992):上高地の地形変化と環境保全. 地形, 13, 283-296.
- 岩田修二(1995):梓川の自然を守るために. 上高地自然史研究会編『上高地梓川の河床地形変化とケショウヤナギ群落の生態学的研究』上高地自然史研究会, 40.
- 岩田修二(1997):『山とつきあう』岩波書店, 136p.
- 岩田修二・山本信雄(1996):1995年7月の豪雨による明神-徳沢間調査値の河床変化. 上高地自然史研究会編『上高地梓川の河床地形変化と河辺林の動態に関する研究』上高地自然史研究会, 10-13.
- 及川輝樹・紀岡秀征(2000):飛騨山脈南部, 焼岳火山群のK-Ar年代. 火山, 45, 33-36.
- 上高地自然史研究会(1995):明神-徳沢間の梓川河床の微地形と植生(地図). 上高地自然史研究会編『上高地梓川の河床地形変化とケショウヤナギ群落の生態学的研究』上高地自然史研究会, 付図.
- 上高地自然史研究会(1996):明神-徳沢間の梓川河床の継続観察地の微地形と植生(地図). 上高地自然史研究会編『上高地梓川の河床地形変化と河辺林の動態に関する研究』上高地自然史研究会, 付図.
- 上高地自然史研究会(1997):明神-徳沢間の梓川河床の継続観察地の微地形と植生(地図). 上高地自然史研究会編『上高地梓川の河床地形変化と河辺林の動態に関する研究』上高地自然史研究会, 付図.
- 上高地自然史研究会(1999):明神-徳沢間の梓川河床の継続

- 観察地の微地形と植生(地図)、上高地自然史研究会研究成果報告書第5号『上高地における地形形成と地下水流動、植生動態に関する研究』上高地自然史研究会、付図。
- 崎尾 均・鈴木和次郎(1997)：水辺の森林植生(河畔林・河畔林)の現状・構造・機能および砂防工事による影響。砂防学会誌、49(6)、40-48。
- 島津 弘(1995)長野県西部、梓川における土砂移動過程。金沢大学文学部地理学報告、7、52-60。
- 島津 弘(1998)古池沢沖積堆の地形と土砂移動プロセス、上高地自然史研究会研究成果報告書第4号『上高地梓川の地形変化、土砂移動、水環境と植生の動態に関する研究』上高地自然史研究会、12-21。
- 島津 弘・福田武志(1996)：日本の山岳観光地「上高地」の現状と課題。地理、41(7)、53-59。
- 進 望・石川慎吾・岩田修二(1999)上高地・梓川における河畔林のモザイク構造とその形成過程。日本生態学会誌、49、71-81。
- 鈴木一久(1994)：1993年9月9日野洲川洪水氾濫堆積物の3次元形態と堆積構造—1回の洪水氾濫で形成された複数の逆級化構造ユニット—。地質学雑誌、100、867-875。
- 原山 晋(1990)：上高地地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)、地質調査所、175p。
- 福田武志・島津 弘(1996)：上高地における利用者の行動と意識。上高地自然史研究会編『上高地梓川の河床地形変化と河辺林の動態に関する研究』上高地自然史研究会、50-60。
- 町田 洋(1979)：信濃川上流と姫川の自然と歴史。信濃川上流直轄砂防百年史編集委員会編『松本砂防のあゆみ—信濃川上流直轄砂防百年史—』建設省北陸地方建設局松本砂防工事事務所、1-77。
- 松本砂防工事事務所(1968)：信濃川、姫川水系砂防調査報告書(第3回)。建設省北陸地方建設局、241p。
- Levin, J. (1996)：Floodplain construction and erosion. In Petts, G. and Calow, P. eds, *River flows and channel forms*, 203-220, Blackwell, Oxford.
- Nanson, G. C. (1986)：Episodes of vertical accretion and catastrophic stripping: A model of disequilibrium floodplain development. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 1467-1475.
- Nicholas, A. P. and Walling, D. E. (1995)：Modelling contemporary overbank sedimentation on floodplains: some preliminary results. Hickin, E. J. ed., *River geomorphology*, 131-153, John Wiley & Sons, Chichester.
- Pizzuto, J. E. (1987)：Sediment diffusion during overbank flows. *Sedimentology*, 34, 301-317.
- Reinfelds, I. and Nanson, G. (1993)：Formation of braided river floodplain, Waimakariri River, New Zealand. *Sedimentology*, 40, 1113-1127.

Geomorphic development of micro landforms and processes in the Upper Azusa River floodplain below the Myojin Bridge in Kamikochi, central Japan

Hiroshi SHIMAZU

Sediment inflow, due to riverbed rising, has occurred in the upper Azusa river floodplain below the Myojin Bridge, central Japan. On the basis of geomorphological maps made in this study and sedimentological descriptions, the geomorphic development of micro landforms and its processes in this region are discussed. The results are as follows:

- 1) In the first inflow of the sediment, the surface of the floodplain was conformably overlain by sediment without erosion. Tractive force of flooding water is reduced as soon as the water flow into the floodplain, so that gravels only deposited near the riverbed and in other place of the floodplain sand deposited.
- 2) As the riverbed of the Azusa River rose, the water level became higher in floods. Because tractive force of flooding water was getting large, grain size of the sediment across the floodplain became coarse. Small ditches across the floodplain made by erosion of flooding water. Subsurface water and finer sediment were spouted together whenever the water level of the Azusa River rises high, so that hollows in and beside the ditches formed.
- 3) Although bar accumulation had been continuing, the channels of the Azusa River began to downcut. After that because of reduced tractive force of flooding water, finer sediment has overlain the floodplain broadly. Lowering the level of subsurface water in floods caused the spouting process to reduce, so that the hollows and ditches have been filled by sandy sediment.
- 4) Decrease of the roughness of the floodplain surface caused beginning to fill the small channel, originated from springs in the floodplain, by the inflow sediment passing through the floodplain. The sediment, however, does not flow onto the floodplain over the channel.
- 5) On the site in the floodplain situated near the riverbed but behind the large trees of riparian forest or woody debris, only fine sediment has continued to deposit. Thus, distribution of large trees and woody debris strongly affects the grain size of the sediment overlies the floodplain.

Key words : floodplain, micro landform, geomorphic development, Azusa River, Kamikochi, Japan