

中国山地西部、徳佐盆地周縁における河川争奪

山内 一彦*

I. はじめに

河川争奪とその原因は、流域の地形発達を考えるうえで重要な要素の一つである。森山・小野(1981)¹⁾や町田(1984)²⁾などは、Davis(1912)³⁾のモデルにもとづいて、河川争奪は争奪河川の侵食力によって生じてしている。これまでの河川争奪の研究では、その原因については、このDavisのモデルによる演繹的な解釈が与えられることが多かった。しかし、大規模な河川争奪が多く生じている中国山地東部(丹波高地)における詳細な研究(岡田・高橋、1969⁴⁾;野村、1984⁵⁾;山内、2002⁶⁾)では、被奪河川の旧流域が湛水化・湖沼化し、その水が他流域に溢流する例が示された。山内(2002)⁶⁾は、河川争奪の直接的原因⁷⁾については、①争奪河川の谷頭侵食、②被奪河川旧流域が湛水化・湖沼化し、その水が他流域に溢流したもの、③谷頭侵食と湛水化・湖沼化による溢流の複合の3つがあると考え、被奪河川旧流域からの溢流もかなり普遍的にみられることを指摘した。しかし、こういった視点からの研究事例はまだ十分でなく、さらに研究を蓄積していくことが必要であると考え。

そこで、本稿では、徳佐盆地およびその周辺

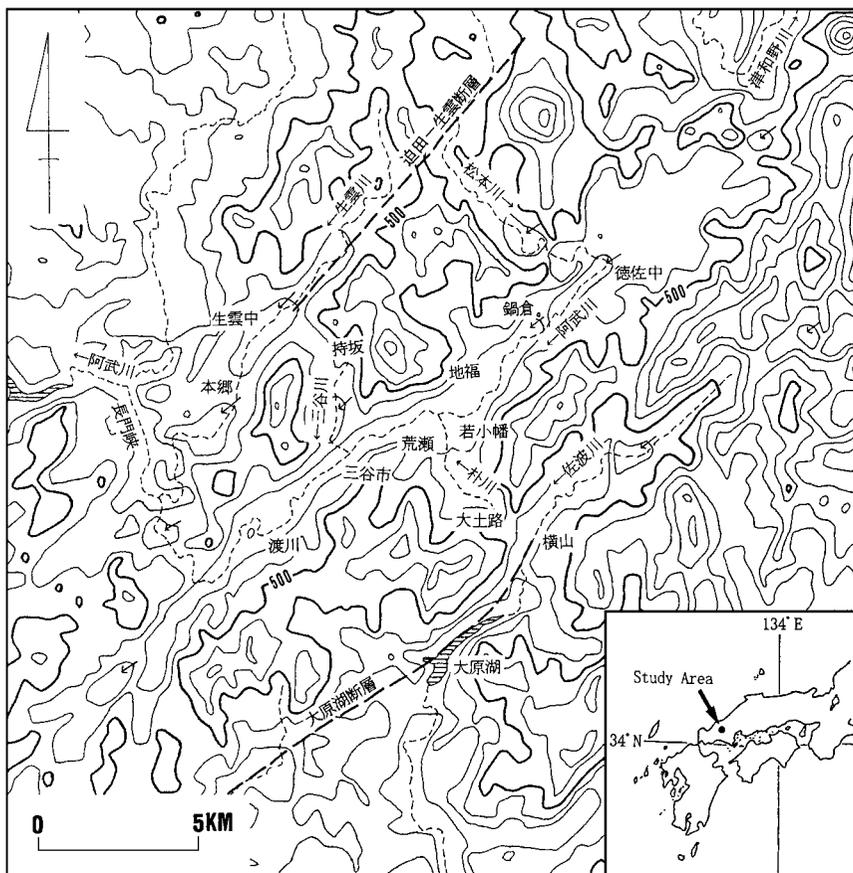
部に調査対象地域を設定した。徳佐盆地は中国山地西部に位置し、阿武川の上流部を占める。この盆地の周縁にはいくつかの谷中分水界が存在する。阿武川の支流・生雲川と三谷川は、盆地西縁の谷中分水界で接しているが、その成因はこれまでのところ解明されていない。また、盆地東縁の谷中分水界は、阿武川支流・^{ほうのき}朴川と徳佐盆地に平行する佐波川との間の河川争奪によって形成されたと考えられており(西村、1952)⁸⁾、山内(1990)⁹⁾もこれをとりあげたが、その検討は今なお十分でない。一方、この地域には、中国山地東部同様、谷底平野が広く発達し、河川争奪に関連すると思われる段丘や山麓緩斜面が多くみられ、今回新たにいくつかの年代資料も得られた。したがって、本地域は、これまでの研究と比較しながら河川争奪の研究事例を蓄積していくには最適の場所の一つであると考え。本稿では、この地域の地形面およびその構成物質を詳細に検討し、生雲川と三谷川が接する谷中分水界が河川争奪によって形成されたことを明らかにしたうえで、その原因について考察してみたい。また、佐波川・朴川間の河川争奪についても、争奪の時期やその前後の古地理に関していくつかの新知見を得た。あわせて報告するとともに、その原因についても再検討してみたい。

* 山口県立華陵高等学校

II. 地形・地質の概観

徳佐盆地は阿武川の上流部を占め、北東—南西方向に発達する狭長な盆地である（第1図）。鍋倉南方と渡川南方の峡窄部によって3つに分けられ、上流側のものほど盆地幅が広がっている。盆地内を南西流する阿武川は、松本川、朴川、三谷川などの支流を合わせ、長門峡を通り日本海へ注いでいる。盆地内には3～5段の段丘が発達している。このうち、上位の段丘は、徳佐中付近では徳佐層、地福付近で

は地福層と呼ばれる湖成層より構成されることから、この盆地にはかつて湖（古徳佐湖）が存在し、それ以前の河川（古阿武川）は盆地内を北東流し、現在の津和野川に排水されていたと考えられている（河野・高橋、1966¹⁰；加藤ほか、1966¹¹；小畑、1991¹²；川崎、1995¹³）。湖成層の年代については、徳佐層は、地下68 mの火山灰のフィッシュントラック年代（ 0.58 ± 0.16 Ma）などにより地下85 mの堆積開始が約70万年前と推定されている（竹村ほか、1991¹⁴）。また、地下27.7 m



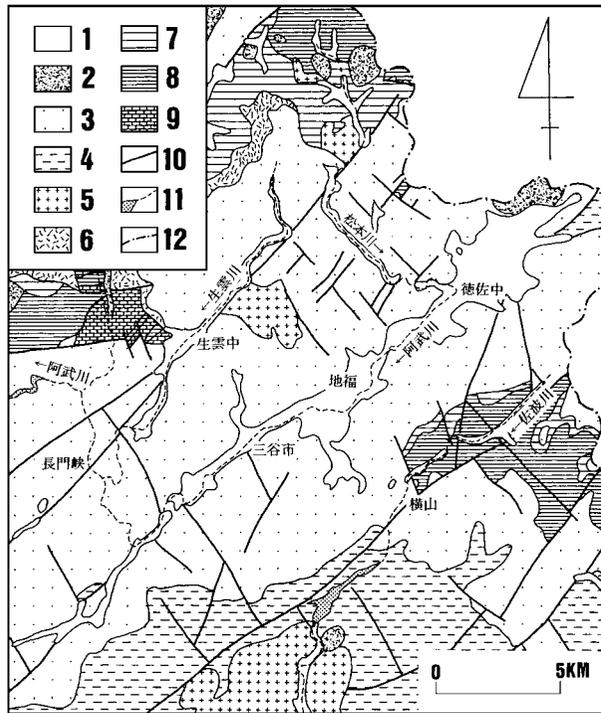
第1図 徳佐盆地およびその周辺の切峰面図

500 m 谷埋めによる。等高線は100 m ごと。破線は水系を示す。大原湖断層の位置は活断層研究会（1991）、迫田—生雲断層の位置は福地・三浦（1997）による。

と 5 m の火山灰はそれぞれ Ata-Th (阿多鳥浜テフラ・約 23-25 万年前噴出) と Aso-4 (阿蘇 4 テフラ・約 7-9 万年前噴出)¹⁵⁾ に対比されている (市谷ほか、1996)¹⁶⁾。徳佐層上部の泥炭からは約 3.2 万年前 (河野、1971)¹⁷⁾、3.1 万年前 (三好、1989)¹⁸⁾ という ¹⁴C 年代値が得られている¹⁹⁾。地福層においては、上部の泥炭から約 2.9 万年前、2.5 万年前という ¹⁴C 年代値が報告されている (河野ほか、1981)²⁰⁾。徳佐層・地福層上部の泥炭やシルトを対象とした花粉分析結果は、寒冷な気候を示している (畑中、1967)²¹⁾。また、盆地周縁には山麓緩斜面が発達し、AT (始良 Tn テフラ・約 2.2-

2.5 万年前噴出) や Aso-4 を挟んでいる (河野ほか、1981²⁰⁾; 松尾、1981²²⁾; 川崎、1995¹³⁾)。

一方、生雲川は徳佐盆地の北西側を阿武川にほぼ平行して南西流し、生雲低地 (仮称) を貫流して長門峡で阿武川と合流している (第 1 図)。阿武川との合流点付近に明瞭な遷急点があり、それより上流側の河床勾配は比較的緩い。生雲川の小支流と三谷川は持坂付近の幅約 250 m、標高 316 m の谷底平野で接し、谷中分水界となっている。三谷川は谷幅に対して流量が少なく、無能河流の状態を呈している。これらのことは、生雲川・三谷川間に河川争奪が生じたことを示唆する。



第 2 図 地質図

山口地学会 (1995) による。一部簡略化。

1. 沖積層および洪積層
2. 青野火山岩および阿武火山岩 (安山岩)
3. 阿武層群 (流紋岩類等)
4. 周南層群および匹見層群 (流紋岩類等)
5. 広島花崗岩 (花崗岩～斑れい岩)
6. 関門層群下関亜層群上部層 (安山岩等)
7. 関門層群下関亜層群下部層 (頁岩・砂岩・礫岩等)
8. 阿武川層群・飯ヶ岳層および鹿足層群 (頁岩・砂岩・礫岩・チャート等)
9. 蔵目喜石灰岩層
10. 断層
11. 河川および水域 (人工湖)
12. 県境

また、佐波川は徳佐盆地の南東側を阿武川に平行して南西流し（第1図）、瀬戸内海に注いでいる。佐波川の支流と朴川は大土路付近の幅約400 m、標高328 mの谷底平野で接し、谷中分水界となっている。朴川の最上流部は流量の少ない無能河川で、佐波川が朴川の上流部を争奪したと考えられている（西村、1952⁸⁾；山内、1990⁹⁾）。

本地域の地質については、山口県（1977a²³⁾、1977b²⁴⁾）、山口県立山口博物館（1975）²⁵⁾、山口地学会（1995）²⁶⁾などの報告がある。これらによると、本地域の大部分は阿武層群（流紋岩類等）や広島花崗岩などの白亜紀火砕岩類よりなるが、生雲中西方に阿武川層群（砂岩、礫岩等）や蔵目喜石灰岩層が分布する。また、佐波川上流部には飯ヶ岳層・関門層群（砂岩、チャート等）が分布する（第2図）。

活断層をみると、大原湖断層（確実度Ⅲ、活動度B級）が佐波川の流路に沿って分布し（活断層研究会、1991）²⁷⁾、南東側隆起の右横ずれ運動が約7～9万年前以降まで続いたと推定されている（福地・青野、1997）²⁸⁾。また、福地・三浦（1997）²⁹⁾や金折（1999）³⁰⁾は、生雲川の流路に沿う迫田－生雲断層が活断層である可能性を指摘している（両断層の位置については第1図参照）。このほかに、割ヶ谷ほか（1999）³¹⁾は徳佐盆地に沿う徳佐一地福断層を右横ずれの活断層と推定している（その詳細な位置は不明）。

Ⅲ. 地形・堆積物の特徴

1. 各段丘面と堆積物の特徴

調査地域の地形区分にあたっては、2万分

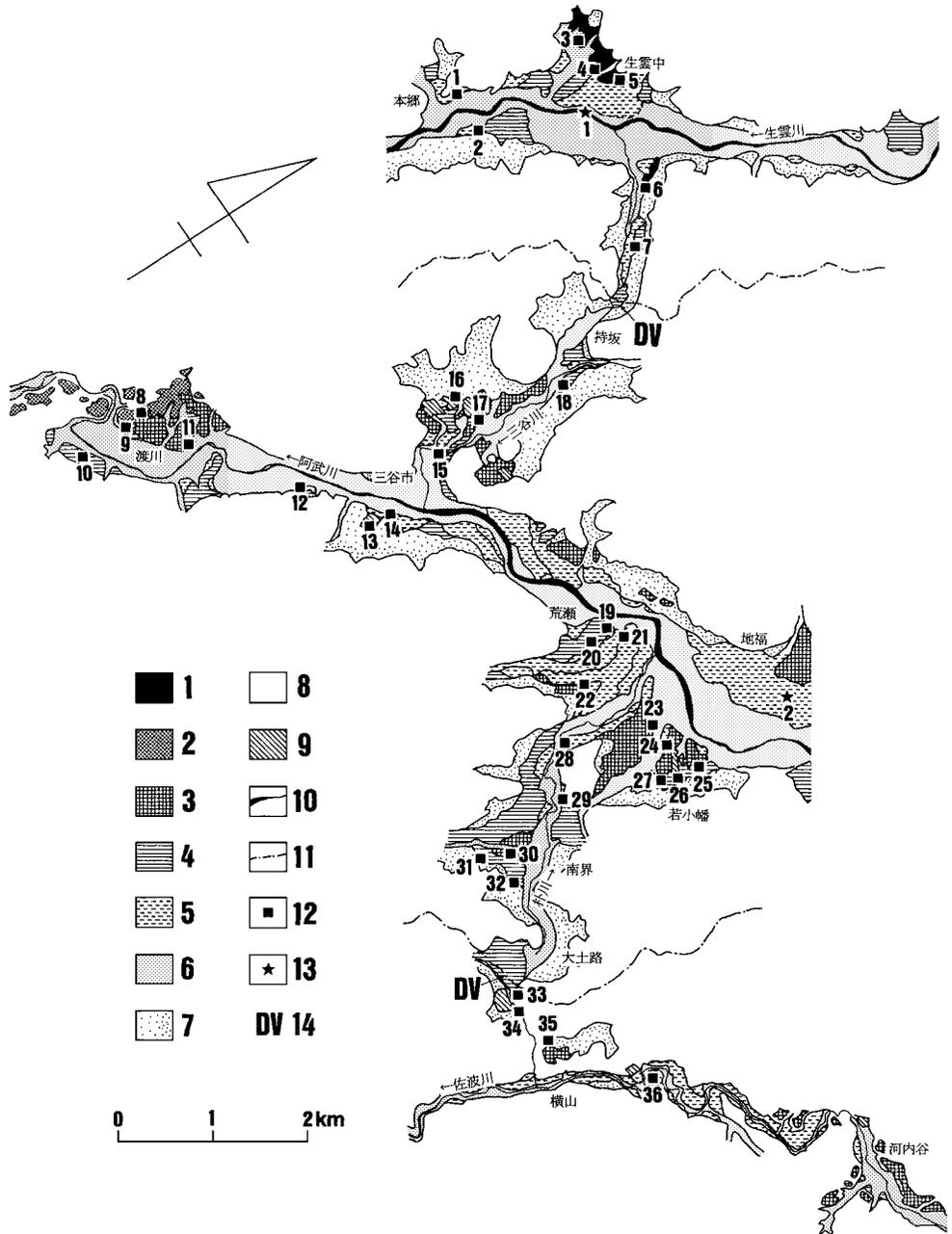
の1空中写真を判読した。また、国土地理院発行の地形図のほか、関連自治体が作製した5千分の1、千分の1地形図を利用した。次に、地形面の連続性、形態、開析度や堆積物の厚さ、層相、風化度などの特徴ならびに¹⁴C年代値、テフラなどを考慮し、段丘面を3～5面に区分した。各段丘面を、生雲川流域では上位からIH面、IM面、IL面、阿武川流域ではAH1面、AH2面、AM面、AL面、佐波川流域ではSH面、SL面と呼ぶことにし、その分布を第3図に示した。また、主な堆積物の地質柱状図を第4図に、ボーリング地質柱状図を第5図に示した。以下、各面の地形と堆積物の特徴について述べる。

1) IH面

IH面は生雲川流域の290～300 mの高度に発達する。分布は少なく、生雲中付近に断片的にみられる程度で、段丘面はかなり開析されている。現河床との比高は10～20 mである。生雲中東方の本面は、現水系とは逆傾斜し、南東方向にわずかに高度を減じ³²⁾、IM面や山麓緩斜面の下に没している。

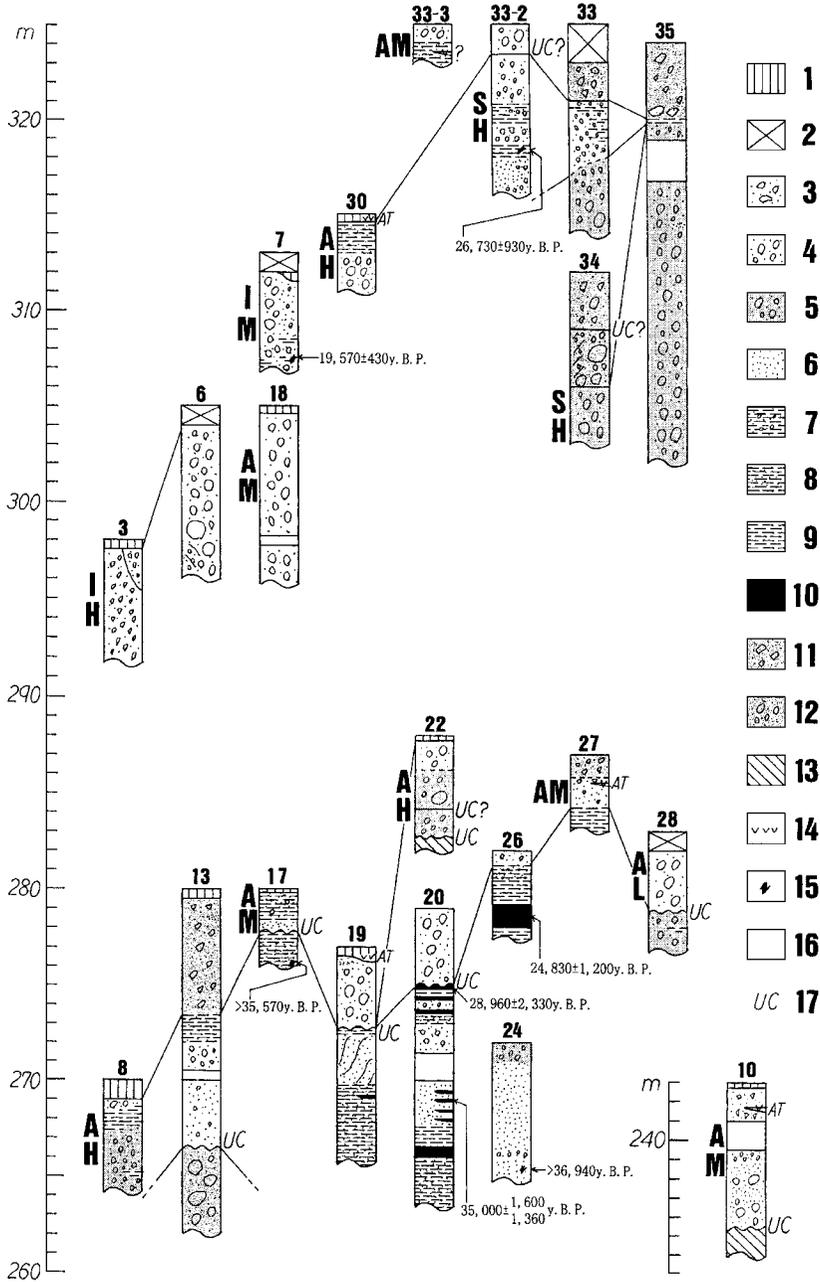
本面構成層は、生雲中東方（Loc. 6）では層厚8 m以上、MAX 50 cmの垂円～垂角礫よりなる砂礫層である。マトリックスは砂質で、淘汰はよくないが、上部ほど礫径が小さくなる傾向がある。インプリケーションが認められ、その方位はN36°W³³⁾で北西からの古水流を示す。また、同方向の水流を示すクロスラミナもみられる。礫種はほとんど白亜紀火砕岩類であるが、中礫以下ではわずかに砂岩礫が認められる。また、この砂礫層は黄褐色に着色し、風化が著しく、礫は完全なクサリ礫となっている。

Loc. 5では基盤の上に乗る層厚約2 mのク



第3図 地形分類図

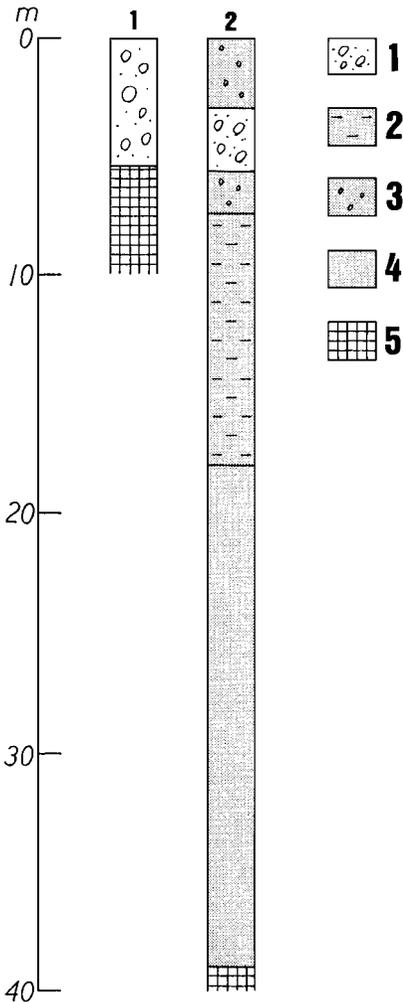
1. IH面 2. AH1面 3. AH2面・SH面 4. IM面・AM面 5. IL面・AL面・SL面 6. 現氾濫原 7. 山麓緩斜面(崖錐～急扇状地) 8. 山地 9. 人工改変地 10. 河川 11. 主要分水界 12. Loc.位置 13. ボーリング位置 14. 谷中分水界



第4図 地質柱状図

Loc. 位置は第3図に示す。Loc. 20は河野(1979・未発表資料)、Loc. 26は松尾(1981)による。IH・AHなどは各面の構成層を示す。

1. 表土
2. 盛土
3. 砂礫(角～亜角礫)
4. 砂礫(亜円～亜角礫)
5. 大礫以上の砂岩礫(二次堆積と考えられるものを除く)を含む砂礫
6. 砂
7. 礫まじりシルト質砂～砂質シルト
8. シルト質砂～砂質シルト
9. シルト～粘土
10. 泥炭～有機質シルト
11. 山麓緩斜面堆積物(角～亜角礫)
12. 山麓緩斜面堆積物(亜円～亜角礫)
13. 基盤岩
14. 火山灰
15. 木片
16. 観察できず
17. 不整合



第5図 ボーリングによる地質柱状図
 阿東町および山口県阿東土木事務所の資料による。
 ボーリング位置は第3図に示す。
 1. 砂礫(亜円～亜角礫) 2. シルト 3. 礫混じり粘土 4. 粘土 5. 基盤

サリ礫が観察できる。また、Loc. 3 ではクサリ礫化が進んだ扇状地性の中礫以下の砂礫層が6 mほど観察できる。Locs. 3, 5のように表層まで観察できる露頭では、表層部には2.5 YR程度の赤色土がみられる。一方、Loc. 4 では灰白色～黄橙色のシルト質砂層が2 mほど観察できる。

2) IM 面

IM面は生雲川流域の高度275～315 mに扇状地状に発達する段丘面である。開析はあまり進んでいない。現河床との比高は10 m程度、IH面との比高は5 m以下である。

構成層は、Loc. 2, 7ではMAX 40 cm、新鮮な亜円～亜角礫よりなる淡黄色の扇状地性の砂礫層である。

3) AH1 面・AH2 面

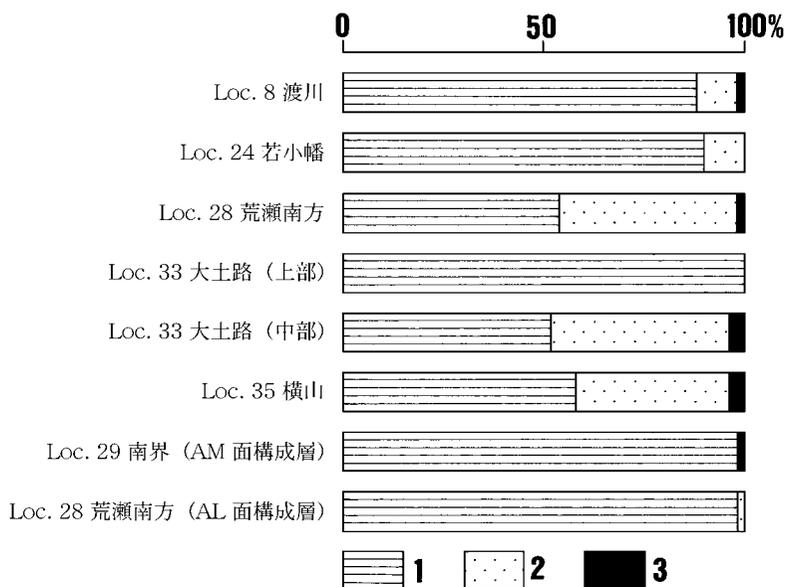
AH1面はいくぶん開析の進んだ段丘面で、分布は少なく、渡川付近のみにみられる。265～280 mの高度に発達し、現河床との比高は35 m程度である。AH2面はやや開析されているものの、平坦面がよく保存されており、地福低地(仮称)では275～290 m、三谷川沿いでは280～300 m、渡川では255～275 mの高度に分布する。現河床との比高は、地福低地で15～20 m、三谷川沿いで15～25 m、渡川で25 m程度であり、上流側で小さくなっている。

AH1面とAH2面の構成層は、渡川以外ではその区別が困難であるため、AH面構成層として一括して記載する。本面構成層は、地福低地では中～下部は粘土、上部は砂礫、砂、シルト、泥炭よりなる湖沼堆積物および三角州性堆積物で、朴川に沿っては上部に本流性の河床礫がみられる。若小幡(Locs. 23～27)では上部がよく観察できる。砂礫層はMAX 20 cmの亜円礫を中心とし、層理がみられ、マトリックスは砂質である。礫は比較的新鮮であるが、浅黄橙色～黄橙色に着色し、表層がやや風化しているものもみられる。Loc. 24における礫種分析³⁴⁾(第6図)では10%が砂岩で、残りは白亜紀火砕岩類であるが、中礫以下ではチャート礫もみられる。Loc. 23で

は、同様の砂礫層が表層までみられる。Loc. 24-2 (Loc. 24 の 150 m 北方の露頭) では砂岩礫を含んだ砂礫層や砂層があり、南西からの古水流を示すクロスラミナが明瞭で、これは古徳佐湖に張り出した扇状地性三角州の前置層にあたるものと考えられる。朴川沿いの Loc. 28 でも AL 面構成層に不整合に覆われた本面構成層がみられ、礫種は44%を砂岩とし、残りのほとんどは白亜紀火砕岩類である (第6図)。荒瀬では Loc. 19 で AM 面構成層に不整合に覆われた本面構成層の砂層、シルト層が観察できる。さらにその下には青灰～暗灰色粘土が続く (Loc. 21 の下部)。なお、地福付近 (高度 270 m) のボーリング資料 (No. 2) によると、湖成層と考えられる暗灰色粘土が深度約 40 m にまで達している。したがって、地福低地の AH 面構成層の層厚は少なくとも 45 m 程度あると推察される。

三谷川沿いの Locs. 16, 17 などでは扇状地性の浅黄橙色の砂礫層やシルト層が 2～3 m ほど観察できる。三谷市付近の Loc. 13 には橙色～黄褐色の砂礫層や砂層があり、中礫以下の砂岩礫やチャート礫を含んでいる。

渡川では、AH1 面の構成層 (Loc. 8) の多くは黄橙色～橙色の表層のやや風化した砂礫層である。層厚は 10 m 未満で、その下は基盤となっている。礫は MAX 20 cm の重円礫よりなり、マトリックスは砂質である。礫種は 10%を砂岩とし、残りは白亜紀火砕岩類である (第6図)。中礫以下ではチャート礫もみられる。AH2 面の構成層については、露頭がよくないが、Loc. 11 で黄橙色の砂礫層が 2 m ほど観察できる。礫は Loc. 8 のものに比べやや新鮮であり、白亜紀火砕岩類が卓越するが、中礫以下では砂岩礫やチャート礫がみられる。



第6図 AH 面構成層および SH 面構成層の礫種構成図
Loc. 位置は第3図に示す。
1. 白亜紀火砕岩類 2. 砂岩 3. その他

AH 面構成層は河野・高橋 (1966)¹⁰⁾ の地福層に対比され、その特徴は次のようにまとめられる。①礫は他の構成層のものよりも概して礫径が小さく、円磨度が高い。②砂、シルト、粘土などの割合が高い。③本流性の河床礫と考えられる部分にはある程度の砂岩礫やチャート礫を含む。④砂礫層や砂層は、最上部では浅黄橙色、それ以下では黄橙色～黄褐色に着色している。

4) AM 面

AM 面は、阿武川本流沿いでは AH2 面を切って分布する侵食段丘面で、盆地周縁では AH2 面を覆って扇状地状に発達する。AM 面と AH2 面は交差していると考えられる。本面の高度は、地福低地や朴川沿いでは 280～360 m、三谷川沿いでは 260～330 m、渡川では 240～260 m である。現河床との比高は地福低地、朴川沿いおよび三谷川沿いでは 25 m 以下、渡川では 10 m 程度で、いずれも上流側で小さくなる。AH2 面との比高は概して±10 m 程度であるが、渡川では 15 m 程度ある。

本面構成層の多くは層厚 10 m 未満の扇状地性の砂礫層よりなる。若小幡 (Locs. 25～27) では本面が AH2 面を覆って扇状地状に発達し、構成層も AH 面構成層との不整合面は認められない。ここでは本面構成層は AH 面構成層に整合して載っていると解釈する。構成物質は MAX 25 cm の角～亜角礫や細礫～砂よりなり、層理が発達し、浅黄橙色～黄橙色に着色している。一方、荒瀬 (Loc. 19) では、本面構成層は MAX 40 cm の亜円～亜角礫よりなる扇状地性の砂礫層で、AH 面構成層を不整合に覆っている。礫はすべて白亜紀火砕岩類であり、色調は淡黄色で、新鮮である。Locs. 18, 29 でもほぼ同様の砂礫層がみ

られる。

渡川では、本面構成層は層厚 5 m 程度の本流性の河床礫となっている。Loc. 10 では礫は MAX 50 cm の白亜紀火砕岩類の亜円礫を中心とし、砂岩礫やチャート礫は認められない。やや浅黄橙色に着色しているが、礫は新鮮である。ここでは、その上に層厚約 2 m の扇状地性の亜角礫層が載っている。

AM 面構成層は、色調・風化度等をみると AH 面構成層最上部に近いが、扇状地性のものが多く、砂岩礫やチャート礫はみられない。

5) SH 面

SH 面は佐波川流域の 320～380 m の高度に断片的に発達する。横山より上流側に分布し、下流側には認められない。現河床との比高は、河内谷付近で 35～45 m、横山では約 100 m に達し、上流側で小さくなっている。

本面構成層は MAX 30 cm の亜円～亜角礫よりなり、黄橙色～黄褐色の表層のやや風化した砂礫層である。横山 (Loc. 35) 付近では層厚は 20 m 程度で、上部では礫径が小さい傾向にあり、最上部ではシルトや細礫～砂に変わる。大土路 (Locs. 33, 34) でも同様の砂礫層がみられる。Loc. 33 ではインプリケーションが観察でき、その方位は S50°E で、南東からの古水流を示している。ここでは上部は細粒な扇状地性の黄橙色の砂礫層に漸移し、Loc. 33-2 (Loc. 33 の 50 m 西方の露頭) ではさらにシルト、砂、砂礫の互層に移行する。Loc. 33 では、上部の扇状地性の砂礫層はすべて白亜紀火砕岩類であるが、中部の本流性の砂礫層は 44% が砂岩で、残りのほとんどが白亜紀火砕岩類である (第 6 図)。中礫以下ではチャート礫もみられる。

6) IL面・AL面・SL面

IL面・AL面・SL面は各流域の低位段丘として分布する地形面で、地域によっては数面に区分できる。

構成層(Locs. 1, 12, 15, 21, 28, 36など)は、いずれも層厚5 m以下の新鮮な無着色の河床礫で、基盤や上位の段丘の構成層などを切って載る。

2. 山麓緩斜面と堆積物の特徴

阿武層群(流紋岩類等)からなる山体の下部には山麓緩斜面³⁵⁾が発達する。これらは、緩やかに傾いた崖錐～急扇状地状の面で、徳佐盆地周縁に広く分布している。

構成層は砂～泥をマトリックスとし、粗粒な角～亜角礫を主とする砂礫層である。層理、淘汰が悪く、しばしば径50 cm以上の巨礫を含む。部分的には層理や淘汰結果を示し、亜円礫よりなるところもある。本稿では山麓緩斜面を細かく区分していないが、本面構成層の大部分は、マトリックスは黄橙色～黄褐色

でやや固結が進んでいるが、礫は淡黄色～黄橙色で比較的新鮮かまたは表層にやや風化を受けている程度である。また、Locs. 13, 34などでは、本面構成層がAH面構成層やSH面構成層を覆っている。両者の色調・風化度はあまり変わらず、その境界は整合的でおおかつAH面・SH面の高度より低いことから、指交関係にあると考えられる。

3. 段丘面等の対比と形成年代

生物遺体の¹⁴C年代測定結果(第1表)やテフラおよび表土に含まれる火山起源粒子の分析結果(第2表)にもとづき、本地域の段丘面等の対比と形成年代を考察した。

AH1, 2面・SH面: AH2面とSH面については、構成層上部から得られた¹⁴C年代値が約3万年前またはそれ以前を示し(Locs. 17, 20, 24, 26, 33-2)、段丘面の表土中にATが含まれる(Locs. 24-3, 30)。また、段丘面の高度の連続性、堆積物の色調・風化度等の類似性などから、両面は対比されると考えられ、そ

第1表 本地域で採集された生物遺体の¹⁴C年代測定結果

	Loc.位置	地表からの深さ(m)	層準	資料	年代(y.B.P)	Code No.
本研究	7	5	IM面構成層	木片	19,570 ± 430	Gak-17919
	17	3	AH面構成層	木片入り有機質シルト	> 35,570	Gak-19046
	24	9	AH面構成層	木片	> 36,940	Gak-19017
	33-2	8	SH面構成層	木片	26,730 ± 930	Gak-17920
河野ほか(1981)、 河野ほか(1979・未発表資料)	20	4	AH面構成層	泥炭	28,960 ± 2,330	Gak-6626
		9	AH面構成層	泥炭	35,000 + 1,600 - 1,360	?
河野ほか(1981)、 松尾(1981)	26	3	AH面構成層	泥炭	24,830 ± 1,200	Gak-8167

Loc. 33-2 : Loc. 33 の 50 m 西方の露頭

第2表 本地域で発見されたテフラおよび表土に含まれる火山灰起源粒子

	Loc. 位置	層準	主要斑晶鉱物	火山ガラスの屈折率	テフラ名
本研究	10	AM 面構成層 (扇状地性砂礫層)	Opx, Cpx	1.498-1.501	AT
	19	AM 面上表土	Opx, Cpx, Am	1.494-1.499	
	27	AM 面構成層 (扇状地性砂礫層)	Opx, Cpx, Am	1.495-1.500	
	30	AH 面上表土	Opx, Am	1.495-1.502	
	33-3	AM 面構成層 (砂質シルト層)	—	1.499-1.514	(対比できず)
河野ほか (1981)、 松尾 (1981)	9	AM 面構成層 (砂質粘土層)	—	1.498-1.501	AT
	13-2	山麓緩斜面構成層 (砂礫層)			
	24-3	AH 面上表土			
川崎 (1995)	14	山麓緩斜面構成層 (砂礫層)	Opx, Cpx, Am	1.499-1.501	AT
	25	AM 面構成層 (扇状地性砂礫層)			
	32	山麓緩斜面構成層 (砂礫層)			
	31	山麓緩斜面構成層 (砂礫層)	Opx, Cpx, Am	(粘土鉱物化している)	Aso-4

Opx : 斜方輝石、Cpx : 単斜輝石、Am : 角閃石

Loc. 33-3: Loc. 33 の 100 m 西方の露頭、Loc. 13-2: Loc. 13 の 100 m 西方の露頭、Loc. 24-3: Loc. 24 の 100 m 東方の露頭

Locs. 10, 33-3 のものは壇原 徹・山下 透の両氏 (京都フィッシュントラック)、Locs. 19, 27, 30 のものは里口保文氏 (滋賀県立琵琶湖博物館) の鑑定による

の形成年代は3万年前前後であると推定する。AH1 面については、その構成層の風化度や色調は AH2 面のもの (AH 面構成層上部) と大きな違いは認められないので、最終氷期に形成されたものと推察される。

IM 面・AM 面: IM 面については、Loc. 7 で構成層中の木片から約 2 万年前という ^{14}C 年代値が得られている。AM 面については、Locs. 9, 10, 25, 27 で構成層に AT が挟在し、Loc. 19 で段丘面の表土中に AT が含まれる。また、IM 面と AM 面は堆積物の色調・風化度も酷似するので、両面は対比されるものと考えられ、その形成年代は 2 万年前前後であると推察さ

れる。AL 面・IL 面・SL 面はそれ以降に形成されたものと考えられる。

IH 面: この段丘面については、形成年代を直接示すような資料がなく、なおかつ分布が少ないため難しいが、開析の進んだ段丘面であり、完全にクサリ礫化した砂礫層や表層部の 2.5 YR 程度の赤色土などの特徴より、その形成年代を 20 ~ 60 万年前と推定した³⁶⁾。古徳佐湖が出現した約 70 万年前以前にさかのぼる可能性は低いと思われる。

山麓緩斜面: Locs. 13-2, 14, 32 では本面構成層中に AT を挟んでいる。また、Locs. 13,

34 などでは、本面構成層と AH 面・SH 面構成層は指交関係にあると考えられる。本稿では山麓緩斜面を細かく区分していないが、そのおもなものは最終氷期後期に形成されたと推察される。

IV. 河川争奪とその原因についての考察

1. 旧流路の復原について

1) 生雲川・三谷川間の河川争奪

生雲川の小支流と三谷川は持坂付近の谷中分水界で接している。また、三谷川の谷の蛇行波長は、現在よりも流量の多い河川が存在したことを示唆している。一方、生雲中東方の IH 面は南東方向、すなわち谷中分水界の方向にわずかに高度を減じ、付近を流れる生雲川の小支流とは逆傾斜している。また、その付近の IH 面構成層 (Loc. 6) は、亜円～亜角礫よりなり、砂質マトリックスをもつ本流性の河床礫である。これがその小支流によって運搬・堆積されたものであるとは考え難い。加えて、この砂礫層のインブリケーションやクロスラミナは北西からの古水流を示す。これは、その砂礫層が現水系と逆向する河川によってもたらされたことを示唆する。また、この砂礫層は少量の砂岩礫を含む。この砂岩礫の供給源は、生雲中西方の阿武川層群からなる岩体であると考えられる。

これらのことから、次の流路変更が推定できる。すなわち、かつては生雲中から南東流し、持坂を通過して三谷市の方へ流下する河川があり (古三谷川と仮称する)³⁷⁾、当時の分水界は本郷南方にあったと考えられる。この河川が生雲中付近で現在の生雲川に争奪さ

れ、分水界は現在の持坂付近に移動したと考えられる。

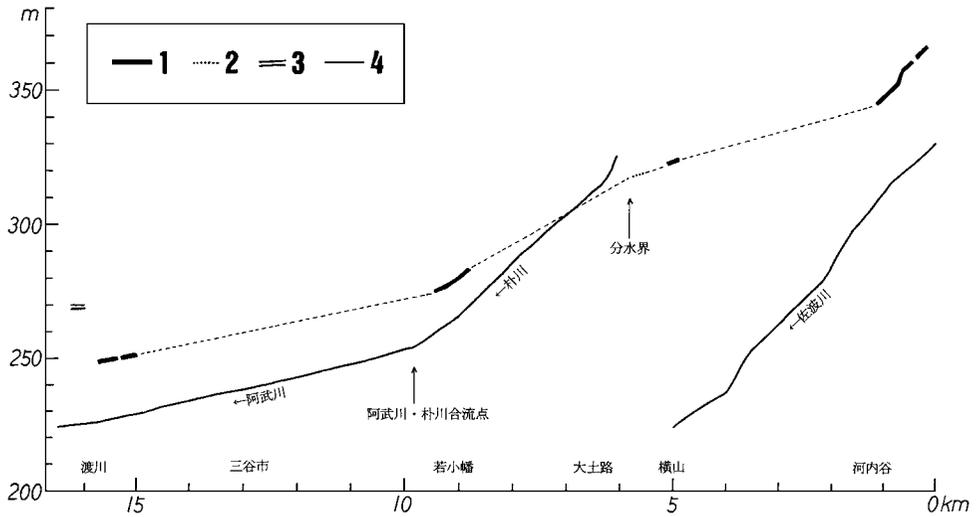
2) 佐波川・朴川間の河川争奪

SH 面は横山以南には分布していないが、朴川沿いには SH 面に対比できる AH2 面が分布する。両面は大土路の谷中分水界を挟んでその高度もよく連続している (第 7 図)。また、大土路 (Loc. 33) の SH 面構成層のインブリケーションは南東からの古水流を示す。大土路 (Locs. 33, 34 など)、若小幡や朴川沿い (Locs. 22, 23, 24, 28, 29 など)、渡川 (Locs. 8, 11) の SH 面構成層および AH 面構成層には、佐波川上流域が供給源であると考えられる砂岩礫をある程度含み、その割合は西方に向かって減少している (第 6 図)。この砂礫層は、若小幡では三角州性堆積物、朴川沿いや渡川では本流性の河床礫となっている。

これらのことから、次のことが推定できる。かつては横山から北西流し、地福低地で古徳佐湖に張り出す扇状地性三角州を形成する河川 (古朴川と仮称) があつた。古徳佐湖がかなり縮小したあと、古朴川は阿武川と合流し、その堆積物は少なくとも渡川付近まで運搬されるようになった³⁸⁾。当時の分水界は横山南方にあつたと推察される。この河川が横山付近で現在の佐波川に争奪され、分水界は現在の大土路付近に移動した。

2. 流路変更の時期とそれに関わる地形発達について

IH 面構成層は古三谷川によって運搬・堆積されたものである。それに対し、IM 面や三谷川沿いの AH2 面・AM 面は支流性の堆積物よりなる段丘面であるので、これらは生雲川・阿武川両流域でそれぞれ別に形成されたものである。ゆえに、古三谷川の争奪後に形成さ



第7図 佐波川～朴川～阿武川に沿うAH2面・SH面ならびに河床縦断面図
支流性の段丘面は除いてある。

1. AH2面およびSH面 2. Loc. 33における本流性のSH面構成層の高度 3. AH1面 4. 現河床

れた段丘面であるとわかる。したがって、生雲川・三谷川間の河川争奪の時期はIH面構成層の堆積期末期頃(20～60万年前)であると推察される。

砂岩礫を含む本流性のAH面構成層およびSH面構成層は古朴川によって運搬・堆積された。一方、SL面は横山以南にも連続し、AM面・AL面は朴川沿い(Locs. 28, 29など)でも構成層に二次堆積と考えられる砂岩礫をわずかに含むのみであり(第6図参照)、いずれも古朴川の争奪後に形成された段丘面であるとわかる。よって、佐波川・朴川間の河川争奪の時期はSH面およびAH面構成層の堆積期末期頃であると推定できる。加えて、SH面構成層上部の扇状地性の砂礫層やシルト層は河川争奪の時期の前後に堆積した可能性が高い。大土路の谷中分水界(Loc. 33-2)では、そのシルト層中の木片から約2.7万年前という ^{14}C 年代値が得られている。これは争奪の時期にかなり近い値を示していると考えられ

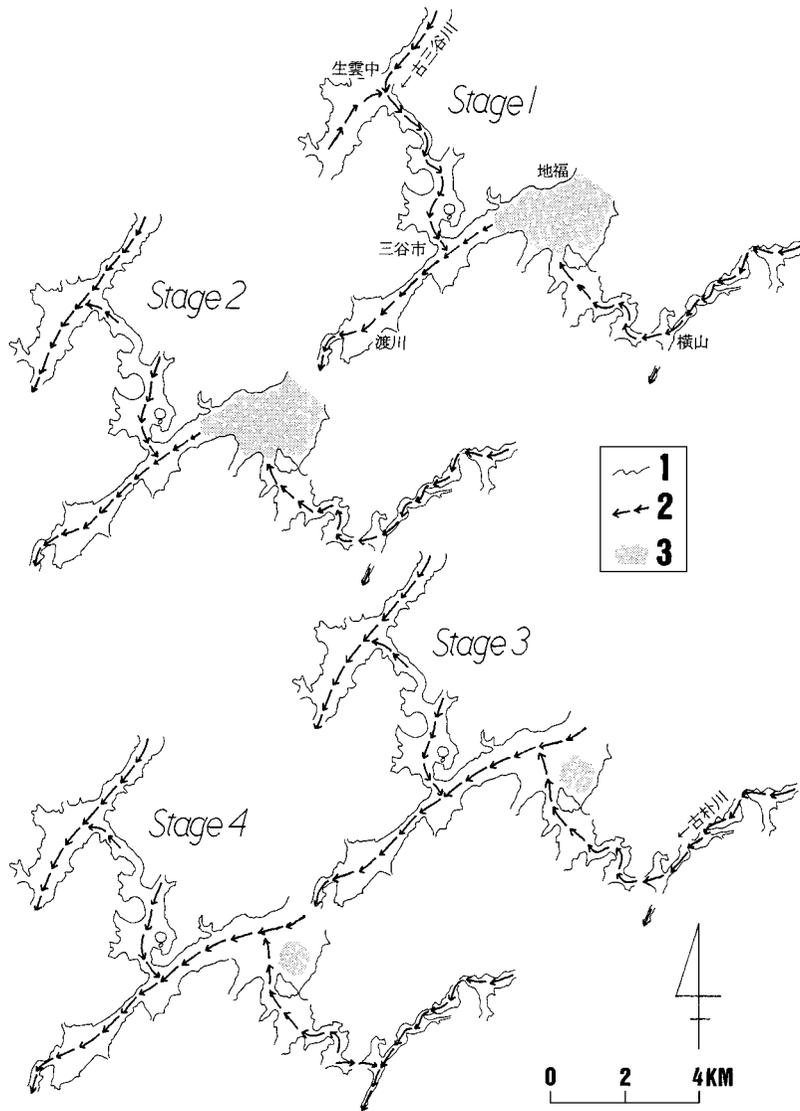
る。

ゆえに、2つの河川争奪を含めた本地域の地形発達史は、次のようにまとめられる(第8図)。
① IH面構成層堆積期には、古三谷川は生雲中から三谷市の方へ南東流していた(Stage 1)。
② IH面構成層の堆積期末期頃(20～60万年前)に古三谷川が生雲中付近で生雲川に争奪された(Stage 2)。
③ AH面・SH面構成層堆積期には、古朴川は横山付近から北西流し、地福低地で古徳佐湖に張り出す扇状地性三角州を形成していた。古徳佐湖がかなり縮小したあと、古朴川は阿武川と合流し、堆積物は渡川付近までもたらされた(Stage 3)。
④ 約3万年前前後に古朴川が横山付近で佐波川に争奪された(Stage 4)。
⑤ その後、AM面、AL面などが形成された。

3. 河川争奪の原因について

1) 生雲川・三谷川間の河川争奪の直接的原因

生雲川は、生雲低地の沖積面上を比較的緩



第8図 古地理の復原図

1. 山地と平野の境 2. 河川 3. 湖沼域 (古徳佐湖)

勾配で流れている。遷急点は阿武川との合流点付近にはあるが、争奪の脈と考えられる生雲中より上流側にはない。また、基盤までの層厚(沖積層)は薄く(5 m程度—ボーリング資料・No. 1—第5図)、なおかつ沖積面とIH面との比高も小さい(約10 m)。ゆえに、被奪河川の古三谷川と争奪河川の生雲川の河

床高差は比較的小さかったと考えられるので、その原因を争奪河川の侵食力には求め難い。一方、IH面構成層は、Loc. 6では上部ほど礫径を小さくし、Loc. 3では細粒な扇状地性の砂礫層よりなる(第4図)。さらに、Loc. 4ではシルト質砂層で構成されるので、むしろ、古三谷川が生雲中付近で湛水状態となり、

その水が旧分水界を越えて生雲川側に溢流した可能性が高い。

2) 佐波川・朴川間の河川争奪の直接的原因

これについては、山内 (1990)⁹⁾ が述べているように、古朴川流域のダムアップによる溢流であろう。横山や大土路付近の SH 面構成層は、上部ほど礫径が小さくなり、さらに扇状地性の細粒な砂礫、砂、シルトに移行する (第 4 図の Locs. 33, 33-2, 35)。よって、その付近は SH 面構成層堆積期末期頃に湛水状態となり、その水が旧分水界を越えて佐波川側に溢流し、河川争奪が生じたと考えられる。このことに関しては、今回の研究で次の事実が新たに明らかになった。

前述のように、SH 面や AH 面の構成層の上部は細粒な砂礫、砂、シルトなどからなり、扇状地性の部分も多い。また、それらと山麓緩斜面構成層との指交関係がみられる。これは、本地域では SH 面・AH 面構成層堆積期末期に多量の岩屑が押し出され、多くの扇状地や山麓緩斜面が形成されるとともに、河床が上昇し、横山・大土路付近だけでなく、いたるところで排水不良の低湿地的環境が出現したことを示している。また、古徳佐湖が埋積を受けて形成された徳佐盆地内の SH 面・AH 面構成層は厚く、同層堆積期末期においては、古朴川の侵食基準面は最も高く、河床勾配は最も緩かった。したがって、谷幅の狭い横山・大土路付近では容易にダムアップしたと考えられる。また、今回の研究で、この河川争奪の時期や SH 面・AH2 面および山麓緩斜面の形成年代がより明確になり、ダムアップした可能性は極めて高くなったといえる。

一方、この河川争奪については、争奪河川の

侵食力の影響も考慮すべきであろう。争奪の肱付近 (横山) において、旧河床である SH 面と現河床との高度差は約 100 m もある (第 7 図)。そのうえ、現佐波川の流路は大原湖断層に沿っているので、争奪の直前には断層の破砕帯上に佐波川の谷頭侵食がかなり進んでおり、溢流を容易にしたと考えられる。したがって、河川争奪の直接的原因は、谷頭侵食と湛水化による溢流の複合である可能性が高い。

以上のように、本地域の 2 つの河川争奪の直接的原因は、被奪河川旧流域が湛水化し、その水が他流域に溢流したことにあると結論づけられる。したがって、山内 (2002)⁶⁾ が述べたように、河川争奪の直接的原因は、争奪河川の侵食力だけでなく、被奪河川旧流域の湛水化・湖沼化による溢流もかなり普遍的であるといえよう。

3) 本地域の河川争奪の間接的原因

佐波川・朴川間の河川争奪については、佐波川の流路に沿って大原湖断層が走っており、断層運動の影響が考えられる。大原湖断層は南東側隆起の右横ずれ運動が約 7~9 万年前以降まで続いたと推定されている (福地・青野、1997)²⁸⁾。この影響が横山より上流側まで及んだとすると、その隆起により古朴川の上流部において侵食が活発化し、徳佐盆地に多量の砂礫が供給されて河床が上昇し、それが湛水化・溢流につながったと考えられる。しかし、断層活動による隆起量是不明で、どの程度それが影響したかは定かではない³⁹⁾。なお、争奪前の分水界が大原湖断層の断層谷中にあった可能性が高く、それは容易に争奪が生じるほど低位のものであったと推察される。

迫田一生雲断層、徳佐一地福断層について

は、本地域ではこれまでに両断層に関連する段丘や第四紀層の変位は発見されておらず、地形から断層運動による隆起・沈降も判断できない。生雲川流域では基盤までの沖積層は薄く、なおかつ沖積面と古い IH 面との比高も小さいので、隆起量・沈降量は極めて少ないと推察される。よって、両断層の活動が河川争奪に与えた影響は少ないと考えられる。

V. まとめ

徳佐盆地周縁の河川争奪とその原因については、次のようにまとめられる。

(1) IH 面構成層堆積期には、古三谷川は生雲中から三谷市の方へ南東流していた。この河川が同末期 (20 ~ 60 万年前) に生雲中付近で生雲川に争奪された (第 8 図の Stage 1, 2)。

(2) AH 面・SH 面構成層堆積期には、古朴川は横山付近から北西流し、地福低地で古徳佐湖に張り出す扇状地性三角州を形成していた。古徳佐湖がかなり縮小したあと、古朴川は阿武川と合流し、堆積物は渡川付近までもたらされた。この河川が約 3 万年前前後に横山付近で佐波川に争奪された (第 8 図の Stage 3, 4)。

(3) 河川争奪の直接的原因は、生雲川・三谷川間のものについては、古三谷川が生雲中付近で湛水状態となり、その水が旧分水界を越え生雲川側に溢流したことにあると考えられる。佐波川・朴川間のものについては、谷頭侵食と湛水化による溢流の複合である可能性が高い。したがって、河川争奪の直接的原因は、争奪河川の侵食力だけでなく、被奪河川旧流域の湛水化による溢流もかなり普遍的であるといえる。

〔付記〕本研究を進めるにあたり、元小郡町文化資料館の松尾征二先生には礫種や火山灰などについて親切な御指導をいただいた。元山口大学の河野博文先生・石田志朗先生、流通科学大学非常勤講師の小倉博之先生、(株)サニックス (当時は山口大学大学院) の久村和敬氏には有意義な討論と助言をいただいた。また、滋賀県立琵琶湖博物館 (当時は大阪市立大学大学院) の里口保文氏には火山灰の鑑定の一部をお願いした。以上の方々からの感謝の意を表します。

本稿は 1995 年度日本地理学会秋季学術大会において発表したものを加筆・修正したものである。

注

- 1) 森山昭雄・小野有五「河川争奪」、『地形学辞典』、二宮書店、1981、98 ~ 99 頁。
- 2) 町田 貞『地形学』、大明堂、1984、404 頁。
- 3) Davis, W. M.: *Die erklärende Beschreibung der Landformen*, Teubner, Leipzig, 1912, 565 p. デービス, W. M. 著、水山高幸・守田 優訳『デービス・地形の説明的記載』、大明堂、1969、167 頁。
- 4) 岡田篤正・高橋健一「由良川の大规模な流路変更」、地学雑誌 78、1969、19 ~ 39 頁。
- 5) 野村亮太郎「加古川上流部、篠山盆地における河川争奪現象」地理学評論 57、1984、537 ~ 584 頁。
- 6) 山内一彦「丹波高地西部、大堰川・由良川上流部における河川争奪とその原因」、立命館地理学 14、2002、17 ~ 35 頁。
- 7) 谷頭侵食や湖沼化・湛水化による溢流などを直接的原因とし、地盤運動・気候性海面変動などは、谷頭侵食や湖沼化・湛水化を引き起こした、あるいは促進させたものと考え、間接的原因とする (山内、前掲 6)。
- 8) 西村嘉助「佐波川上流域の地形」、地理学評論 25 別、1952、25 頁。
- 9) 山内一彦「山口県佐波川上流部における河川争奪」、立命館地理学 2、1990、65 ~ 82 頁。
- 10) 河野通弘・高橋英太郎「山口県徳佐盆地の第四系と段丘について」、山口大学教育学部研究論叢 (自然科学) 15、1966、113 ~ 125 頁。
- 11) 加藤哲也・中田 高・成瀬敏郎「阿武川上流域の水系変化」、地理科学 6、1966、65 ~ 77 頁。
- 12) 小畑 浩『中国地方の地形』、古今書院、1991、262 頁。
- 13) 川崎輝雄「阿武川上流域における地形発達史」、日本地理学会予稿集、47、1995、102 ~ 103 頁。
- 14) 竹村恵二・北岡豪一・堀江正治・里村幹夫・横山卓雄「山口県徳佐盆地の地下構造と堆積

- 物」地質学雑誌 97、1991、15～23 頁。
- 15) 本稿では、テフラの名称・噴出年代は町田・新井 (1992) にしたがった。
町田 洋・新井房夫『火山灰アトラス—日本列島とその周辺』、東京大学出版会、1992、276 頁。
- 16) 市谷年弘・鈴木毅彦・三次教夫・星見清晴「山口県徳佐盆地における 68 m ボーリング資料からの阿蘇 4 テフラの検出」、鳥取県立博物館研究報告 33、1996、39～45 頁。
- 17) 河野通弘「山口県第四系の ^{14}C 年代測定の 2 例」、山口大学教育学部研究論叢 (自然科学) 20、1971、33～35 頁。
- 18) 三好教夫「徳佐盆地 (山口県) における後期更新世の花粉分析 (予報)」、第四紀研究 28、1989、41～48 頁。
- 19) これに対し、石田 (1994) は徳佐層を約 60～40 万年前の地層であると推定している。
石田志朗「山口県とその周辺の Neogene-Quaternary の諸問題」、日本地質学会西日本支部会報 105、1994、3～4 頁。
- 20) 河野通弘・松尾征二・岡藤浩子「山口県阿東町の古徳佐湖第四系」、日本地質学会西日本支部報 72、1981、8～9 頁。
- 21) 畑中健一「山口県徳佐盆地の花粉分析」、北九州大学教養部紀要 3、1967、23～34 頁。
- 22) 松尾征二「阿武郡旭村及び阿東町の洪積世火山灰層」、山口県の自然 5、1981、12～18 頁。
- 23) 山口県 a『土地分類基本調査、長門峡』1977、36 頁。
- 24) 山口県 b『土地分類基本調査、徳佐中・津和野』、1977、47 頁。
- 25) 山口県立山口博物館『山口県の地質』、1975、286 頁。
- 26) 山口地学会『山口県地質図 (1/150,000)』、1995。
- 27) 活断層研究会『新編・日本の活断層—分布図と資料—』、東京大学出版会、1991、438 頁。
- 28) 福地龍郎・青野博之「山口市北東部に位置する大原湖断層の断層露頭と活動性について」、1997 年度日本地震学会秋季大会予稿集、1997。
- 29) 福地龍郎・三浦勝美「1997 年 6 月 25 日山口県北部の地震と震央に位置する迫田—生雲断層」、1997 年度日本地震学会秋季大会予稿集、1997。
- 30) 金折裕司「中国地方西部におけるカタクレ—サイト帯の再活動と断層ガウジの形成」、月刊地球 21、1999、22～29 頁。
- 31) 割ヶ谷隆志・金折裕司・安野泰伸「重力異常に基づく徳佐—地福断層及び渋木断層の地下密度構造」、1999 年地球惑星関連学会合同大会予稿集、1999。
- 32) 阿東町発行の千分の 1 地形図 (等高線は 1 m ごと) からの読図による。
- 33) 本稿では 50 個の礫の平均の方位を示した。
- 34) 露頭で 1 m × 1 m の範囲を設定し、その中に含まれる大礫以上の礫 50 個の各礫種の割合を分析した。以下、各砂礫層の礫種構成の記載はこの分析方法による。なお、Loc. 33 の上部には大礫以上の礫をほとんど含んでいないので、3 cm 以上の礫で分析を行った。
- 35) 本稿では、表面勾配約 100%以上で、水流の影響をほとんど受けていない堆積物よりなる面を山麓緩斜面とした。
- 36) 中国山地東部や四国山地などの西日本の山地では、高位段丘と呼ばれる中期更新世の段丘面が広く分布し、近年その形成年代が明らかになってきた。植村 (2001) は、花粉分析などにより、丹波地域の最高位段丘面の形成年代を約 40 万年前と推定した。また、熊原 (1998) はテフラのフィッシュトラック年代より、四国北西部の最高位段丘面の形成年代を 25～30 万年前と推定した。IH 面の開析が進んだ段丘面、完全にクサリ礫化した砂礫層、表層部の 2.5 YR 程度の赤色土などの特徴は、これらの高位段丘の地形・地質状況と酷似している。このことから、IH 面の形成年代は、その幅を大きく見積もって 20～60 万年前であると推定した。なお、三谷市北方の Loc. 15 の下部などには河床礫と考えられるクサリ礫層がある。MAX 40 cm の白亜紀火砕岩類の亜円～亜角礫よりなる黄褐色の砂礫層で、IH 面構成層に対比される可能性がある。この砂礫層を三谷礫層と仮称する。
植村善博『比較変動地形論』、古今書院、2001、203 頁。
熊原康博「四国北西部肱川流域の段丘地形と地殻変動」、第四紀研究 37、1998、397～409 頁。
- 37) 三谷市北方 (Loc. 15 など) に IH 面構成層に対比できそうな三谷礫層があることから、古三谷川は持坂～三谷市の方へ流下していた可能性が高いが、三谷礫層が古三谷川の堆積物であるという具体的な証拠は見つかっていない。
- 38) AH 面構成層堆積期末期は、古朴川—阿武川の氾濫原が形成される一方、若小幡などでは同層上部に厚いシルトや泥炭がみられるので、扇状地によって閉塞された低地のようなところでは小規模な湖沼が残存していたと考えられる。
- 39) 古朴川の河床である AH2 面および SH 面の縦断面 (第 7 図) をみると、大原湖断層 (の延長部) に沿う河内谷～横山間の勾配よりも北西流していた下流側の横山～若小幡間の方が急傾斜である。AH2 面・SH 面の分布が少ないため断定はできないが、これは、大原湖断層の南東側隆起の活動を反映していると思われる。