

# 熊谷扇状地に認められる埋没谷の形成時期・ 形成過程の微動探査を用いた検討<sup>#</sup>

古田 智弘\* 田村 俊和\*\*

松岡 達郎\*\*\* 早乙女 尊宣\*

キーワード：扇状地、埋没谷、更新世 / 完新世境界、微動探査、荒川

## 1. はじめに

日本の多くの河川流域で、更新世後期（おそらく酸素同位体ステージ4～2）に顕著な扇状地形成があり、その大半は段丘となっている（たとえば戸谷ほか 1970）。一方、下流方向ではしばしば完新世の地形面と交差し（たとえば Kaizuka *et al.* 1977）、いわゆる沖積層基底礫層（井関 1975）に連続すると考えられている（たとえば斉藤・太田 2001）。そのような扇状地の消長をはさむ時期に、上流の河谷では、顕著な filltop 段丘の形成とそれに続く fillstrath 段丘の発達が見られた（たとえば豊島 1994）。これらは、気候変化にともなう流量や碎屑物供給量の消長と基準面変動とに河川の侵食・運搬・堆積システムが応答した結果に違いない。

荒川においても、上流河谷部で、おそらくステージ4以後に filltop 段丘（影森面）とそれを削る fillstrath 段丘（大野原面群）が相次いで形成された（吉永・宮寺 1986）。寄居を扇頂とする荒川扇状地では、同時期の地形面として、高位の櫛挽面と低位の御稜威ヶ原面群（柳田ほか 1982）が分布している。御稜威ヶ原面群の年代を、柳田ほか（1982）は20～15kaと推定しているが、中村ほか（2007）は御稜威ヶ原面群のうち高位の面（早乙女ほか 2006は新堀面と呼び、吉永・宮寺1986はこれに相当する部分を上流の影森面に対比している）の年代をAT降下以降As-BP降下以前の25～20kaとしている。荒川扇状地のうち熊谷付近に発達する完新世の扇状地（熊谷扇状地）では、それを作る礫層（礫層中に5.8kaの泥層をはさむ）の下位に、それとは識別できるよく締まった礫層が埋没して（早乙女ほか 2005）、上流側の段丘化した扇状地（櫛挽面・御稜威ヶ原面群など）の構成層に続くと考えられている。Grossman

（2001）は、完新世における洪水の頻発化で上流河谷部の filltop 段丘構成層が削られ、これが完新世扇状地礫層の供給源になったと考えている。

一方、熊谷扇状地のすぐ下流側では、石原ほか（2008）が、沖積層基底礫層（G<sub>1u</sub>）の上位に、礫まじり砂層（S<sub>1i1</sub>、その上面付近で9～7.8ka）をはさんで砂泥層（S<sub>1i2</sub>、上部で5.8ka）および砂層（S<sub>1m</sub>）が重なっていることを報告し、S<sub>1i2</sub>は下流方向へ内湾拡大期の海成泥層に、またS<sub>1m</sub>はS<sub>1i2</sub>を多少削り込んで上流方向へ完新世扇状地礫層に、それぞれ連なると考えている。これは、海水準の上昇および停滞あるいはわずかな低下の影響が、内湾化しなかった氾濫平野～扇状地にどのように波及するかを考える上で貴重な情報となる。

このたび、熊谷扇状地において、完新世扇状地堆積物に覆われた、更新世末の扇状地堆積物と考えられるよく締まった礫層の上面に、顕著な谷地形を発見した。これは、ステージ2およびその前後の河川中流部での河成地形形成を考える上で重要な鍵となり得る情報と考えられるので、今までに判明している事実を整理して報告する。あわせて、その調査の一部に用いた手法についての紹介も行う。

## 2. 調査地域・調査方法

調査は、荒川扇状地のうち完新世に形成された熊谷扇状地の北東端付近で実施した（図1）。熊谷扇状地では、前章にも述べたように、完新世扇状地堆積物（ここではHと称する）の下位に更新世末の堆積と考えられる扇状地礫層（Pと称する）があることが、多数のボーリング柱状図の解析で明らかになっている（門村ほか 2004）。この境界面を広く追跡するため、ボーリング柱

\* 立正大学大学院地球環境科学研究科オープンリサーチセンター

\*\* 立正大学地球環境科学部

\*\*\* 埼玉県環境科学国際センター

# 2008年度立正大学大学院地球環境科学研究科オープンリサーチセンター業績



図1 荒川扇状地とその周辺の地形

状図の収集をさらに進めると同時に、微動探査法を用いた地下構造の解析を行った。

微動探査法は、不特定多数の振動源をもつ地盤の微振動から表面波の分散を検出し、その分散を引き起こす地下のS波速度構造を推定する方法である。その理論はAki (1957) によって確立されていたが、空間自己相関法 (SPAC法) の活用 (松岡ほか 1996) など改良が進められ、ボーリングデータと併用して解析することによりさまざまな深さの地質構造をよく反映する結果が得られるようになった (松岡ほか 2000)。また岡田 (2001) により、観測点 (地震計) の数は、測定地点を中心とする円に内接する正三角形の頂点3個 (ただし通常測定地点にも地震計を置く) で十分であることが理論的に証明されている。

図2に熊谷駅の東～東南東約2kmの地点に位置する佐谷田・平戸地区で実施した探査・解析例を示す。図2(b)、(c)に示す通り、位相速度がほぼ一定になる周波数帯 (図3の場合およそ8-17Hz) があることで、砂礫層の存在が推定される扇状地タイプと、周波数が小さくなるに伴い小さな位相速度 (泥層) から大きな位相速度 (砂礫層) に途中の段階を踏むことなく変わる後背湿地タイプとに分けられた。微動探査結果から求めた扇状地タイプと後背湿地タイプの地盤の分布は、両地区とも、地形分類およびボーリングデータの結果と調和的であった。したがって、観測された周波数と位相速度の関係から、比較的簡便な作業でできる3mのアレー半径を用いた微動探査でも、深さ20m程度までの浅層における泥層や砂礫層等の判別に有効であることがわかった。

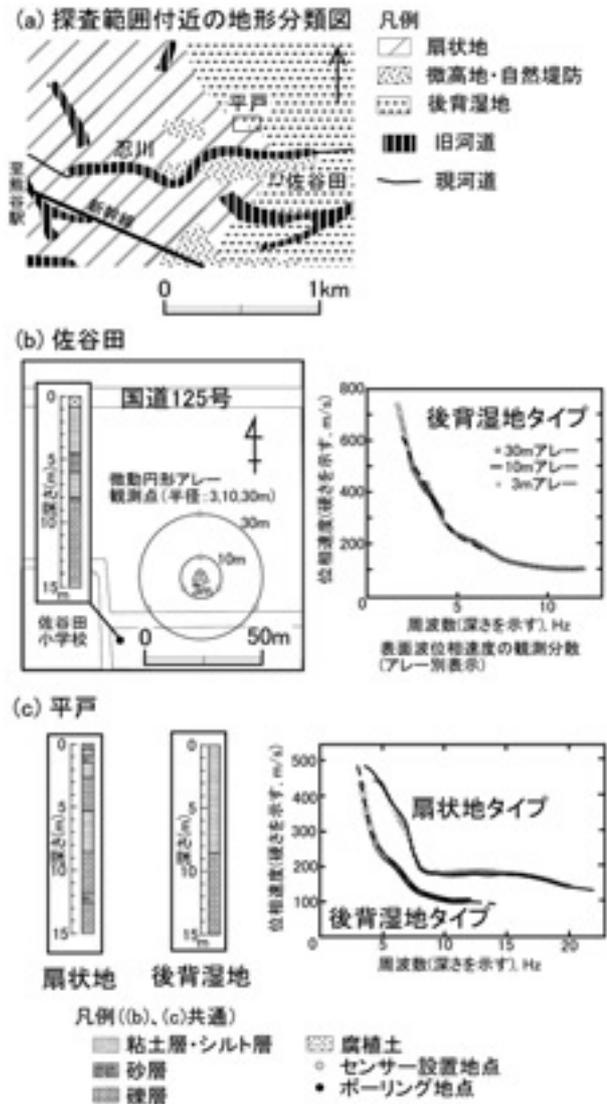


図2 微動探査結果とボーリングデータの比較

- (a) 基図は村上ほか (2007) による
- (b) 松岡作成の図に加筆

### 3. 熊谷扇状地末端における調査結果

図3に、探査範囲の横断面を示す。図3(b)では、図2に示した佐谷田・平戸の場合と異なり、Pの上面に深さ約10m、幅100~200mの谷地形が刻まれていて、Hは埋没谷を埋める砂礫層H1と、埋没谷の部分ではH1に重なりそれ以外の部分ではPを直接覆うH2とに細分される。PとHは、門村ほか (2004) において熊谷扇状地の砂礫層が2つに区分されていることと調和的である。H1とH2との間には厚さ1m程度の薄い泥層 (図1のX地点で5845 ± 30calyrBP、PDL-3294、早乙女ほか 2005) が挟まれる。図4に、埋没谷の縦断面を示す。埋没谷は、X地点より上流側では西北西のち西

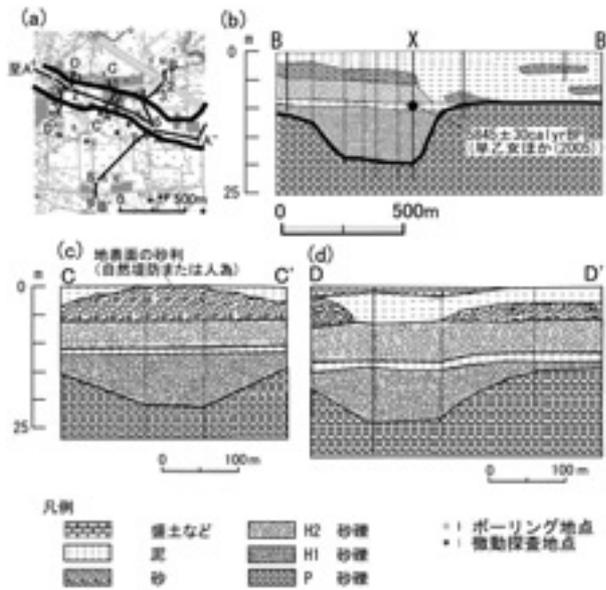


図3 埋没谷の位置と横断面

(a)は国土地理院 (2002) 1 : 25000数値地図「熊谷」に加筆

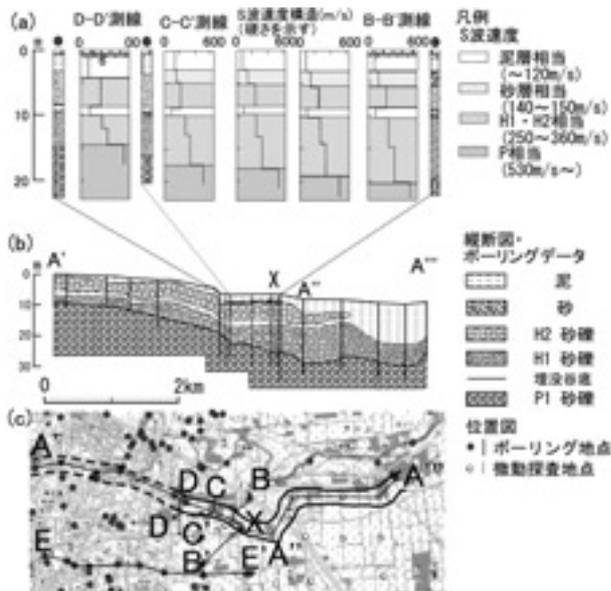


図4 埋没谷の縦断面 (A' - A'') と各横断面の位置

(c)は国土地理院 (2002) 1 : 25000数値地図「熊谷」に加筆

南西 (現在の扇央から荒川上流方向) に向き、下流側ではわずかに北に向かった後ほぼ東に利根川の低地に向かっている。現在のところ X 地点から上・下流約 6 km の区間 (A'-A''-A''') が追跡できており、A'-A''の区間における埋没谷底の平均傾斜は4.4%で、埋没谷外で並行する E-E'測線における P 上面の傾斜3.1%や現地表面の傾斜2.4%に比べやや急である。埋没谷は A'-A''の区間でほぼ東西に連続していると考えられる。埋没谷底の縦断

方向、P 上面、地表面の順で傾斜が急であり、下流に向かって埋没谷が深くなっていることがわかる。

#### 4. 埋没谷の形成時期と当時の環境

日本各地の扇状地と同様、熊谷扇状地にも、完新世扇状地堆積物 (H) の下位に更新世末の堆積と考えられる礫層 (P) が広く分布している。P は、「はじめに」でも触れた各地の例からみて、下流側のいわゆる沖積層基底礫層 (石原ほか 2008のG<sub>1</sub>u) に連続し、更新世末の低温・低海水準期の堆積と考えるのが自然である。今回、P の上面から谷が刻み込まれ、その谷が、P より明らかにルースな堆積 (N 値20~35) を示す砂礫層 (H1) で埋められた後、5.8~5.9kaの年代を示す薄い泥層を下底にもつ完新世扇状地堆積物 (H2) で覆われている事実が発見された (図5)。この事実は、下流側からの連続を考えれば、P 堆積後に侵食基準面がさらに低下した可能性を示唆し、上流側との関係で考えれば、P 堆積後に供給土砂量に比べて流量が増大し、少なくとも一時的に侵食力が増したことを示唆する。発見された埋没谷底面の傾斜は、地表面や埋没谷の外の A'-A''に沿う断面 E-E'の傾斜よりも大きい。熊谷付近での完新世扇状地は、埋没谷が埋められた後に発達したことになる。

その規模と向きからみて、今回発見された埋没谷は、現荒川左岸の櫛挽台地や同右岸の江南台地等を刻む開析谷の延長ではなく、荒川本流によって形成されたと考えられる。利根川の可能性も否定されないが、その場合は

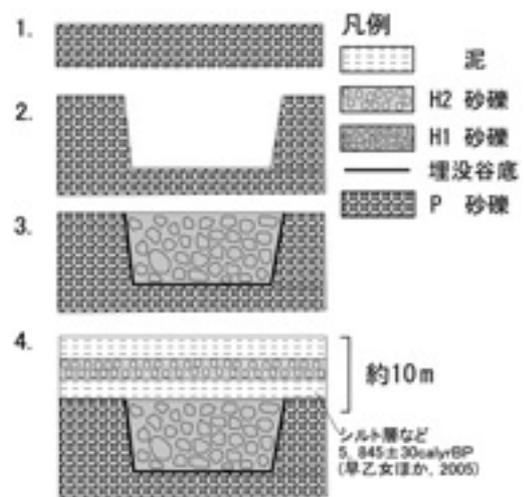


図5 埋没谷の形成・堆積過程

1. P (更新世末期の低海水準時頃の扇状地礫層) の堆積
2. 下刻する谷の形成
3. その谷を H1のやや緩い砂礫層が堆積
4. 薄い粘土・シルトをはさんで H2の層が堆積

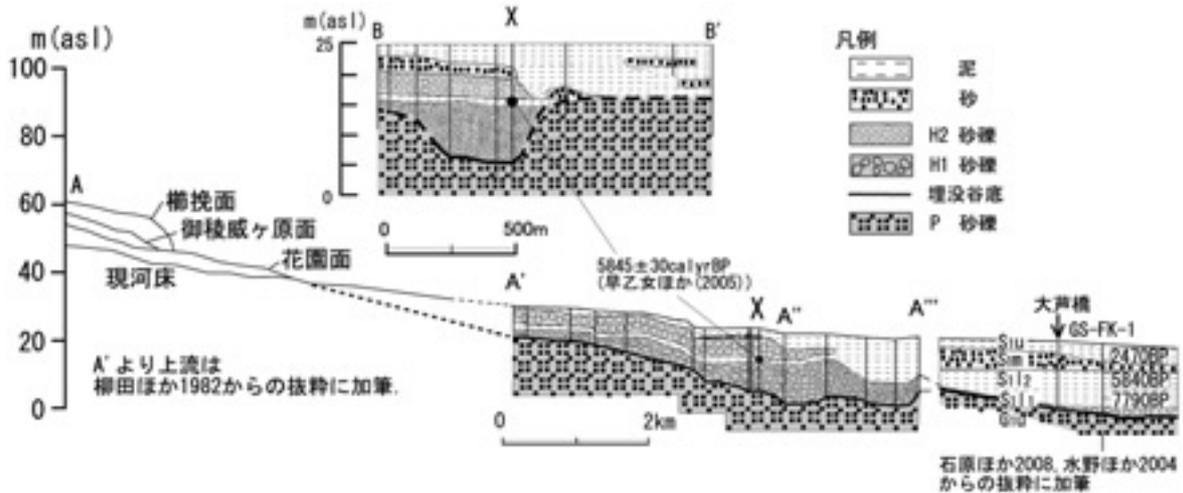


図6 埋没谷底面上流側・下流側への連続 (対比案)

荒川は熊谷付近で利根川に合流する以外に流路をとり得ない。荒川の上流では、最終氷期のおそらく後期に、filltop 段丘 (影森面) の形成からそれを削る fillstrath 段丘 (大野原面群) の形成へという河川環境の変化があった (吉永・宮寺 1986)。各地の河川上流部で見られるそのような変化 (豊島 1994) が、より下流の扇状地区間での下刻に結びつくかどうかを荒川で議論するには、各段丘面の詳しい対比に基づく河川プロセスの変遷についての検討が必要である。

荒川扇状地を含む区間における更新世末以後に形成された地形面の対比案を図6にまとめる。荒川の河成段丘発達史に関する既報の間には、対比や年代観に一致しない点があるが、filltop 段丘である影森面 (吉永・宮寺 1986) が荒川扇状地の御稜威ヶ原面群 (柳田ほか 1982) の高位面 (早乙女ほか 2006の新堀面) に連なるとすると、それが熊谷扇状地下のPの上面に続くこととみるのが、現状ではもっとも妥当であろう。その年代は、最新のテフラ層序検討に基づけば 25~20ka である (中村ほか 2007)。そうであれば、P 上面に刻まれた谷の形成時期は、上流での fillstrath 段丘形成期 (の少なくとも一部) に一致し、その年代は20ka 前後あるいはそれより少し新しく、海面最低下期ころとなる。しかし、荒川扇状地の扇頂である寄居市街地付近での段丘対比に関してはなお検討の余地があり、柳田ほか (1982) の花園面、寄居付近の段丘面の一部が熊谷扇状地下のPの上面に続く可能性もある。

この埋没谷を埋める砂礫層 (H1) は、直接の年代資料を欠くが、完新世になってからの堆積と考えておく。H1、その直上の薄い泥層 (5.8~5.9ka の<sup>14</sup>C年代を示す)、およびその上位のH2の間に、侵食や顕著な堆積

間隙が認められないこと、およびH1もH2と同様のややルースな堆積状態 (N値20~35程度) を示すこと、などが根拠である。埋没谷形成後、侵食基準面はほぼ一貫して上昇傾向にあったとみられる。このH1は、石原ほか (2008) が報告した、熊谷扇状地の下流側で沖積層基底礫層を覆っている礫まじり砂層 (S<sub>11</sub>、上面で9~7.8ka) に対比されると考えられる。とすると、H1・H2間にある薄い泥層、およびH2が、それぞれ石原ほか (2008) のS<sub>11</sub>およびS<sub>12</sub>に対比されることになり、これは層相からみても年代値からみても矛盾しない。これらの層序・層相に基づき、完新世前~中期における扇状地の地形形成状況が考察できるが、それについては別稿に譲る。

## 5. 結論

熊谷扇状地北東端を中心とする荒川扇状地の少なくとも下流側の半分では、最終氷期中の厚い礫層の堆積に続き、その堆積面から10mほどの深さの谷が刻まれた事実が判明した。その追跡に、微動探査法の適用が有効であった。その時期は、海水準最低下期に一致する可能性があり、また、上流河谷での埋積から侵食への転換と同期している可能性もある。今までに得られている年代値や縦断形状等の資料はこれらの可能性に対して肯定的であるが、地形面対比および気候・海面変化への河川の応答様式を含め、さらに詳しく検討する必要がある。熊谷扇状地が発達した主な時期は、その谷が埋められてからであり、約5.8ka以後である。

## 文 献

- Aki, K., 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bull. Earthq. Res. Inst.* 35: 415-456.
- Grossman, M.J. 2001. Large floods and climatic change during the Holocene on the Ara River, Central Japan. *Geomorphology* 39: 21-37.
- 石原武志・須貝俊彦・水野清秀・八戸昭一・松島紘子・久保純子 2008. 埼玉県荒川低地上流域における沖積層の層序と古環境の変遷. 日本地理学会発表要旨集 73: 155.
- 井関弘太郎 1975. 沖積層基底礫層について. 地学雑誌 84: 247 - 264.
- 岡田 廣 2001. 微動アレー観測のための空間自己相関法における効率的な観測点個数に関する検討. 物理探査学会第104回学術講演会論文集, 26 - 30.
- 門村 浩・早乙女尊宣・栗下勝臣・石田 武・高村弘毅 2004. 荒川扇状地の微地形と地盤構造 - 地形・地盤情報の解析・図化とデータベース作成 -. 立正大学オープンリサーチセンター (ORC) 整備事業平成15年度事業報告書: 105 - 113.
- Kaizuka, S., Naruse, Y., and Matsuda, I, 1977. Recent formations and their basal topography in and around Tokyo Bay, Central Japan. *Quaternary Research* 8: 32-50.
- 松岡達郎・白石秀孝・梅沢夏美 2000. 深部地下構造推定のための微動探査法の適用方法に関する検討 - 深層ボーリング資料を利用した位相速度の逆解析. 物理探査 53: 12 - 28.
- 松岡達郎・梅沢夏美・巻島秀男 1996. 地下構造推定のための空間自己相関法の適用性に関する検討. 物理探査 49: 26 - 41.
- 水野清秀・須貝俊彦・八戸昭一・中里裕臣・杉山雄一・石山達也・中澤 努・松島紘子・細谷卓志 2004. ボーリング調査から推定される深谷断層南東部の地質構造と活動性. 活断層・古地震研究報告 4: 69 - 83.
- 村上春菜・石田 武・田村俊和・門村 浩・早乙女尊宣・宮下香織・草野未緒・高村弘毅 2007. 荒川扇状地地盤情報の活用例 - 扇端部周辺における地盤液化危険地域の抽出 -. 立正大学オープンリサーチセンター (ORC) 整備事業平成18年度事業報告書: 195 - 199.
- 中村洋介・田村俊和・高村弘毅 2007. 河成段丘面の火山灰編年に基づく深谷断層の活動性評価. 活断層研究 27: 139 - 145.
- 斉藤享治・太田陽子 2001. 台地地形. 米倉伸之ほか編「日本の地形1 総説」, 東京大学出版会, 222 - 227.
- 早乙女尊宣・栗下勝臣・石田 武・門村 浩・高村弘毅 2005. 荒川扇状地の微地形と地盤構造 - 地形・地盤情報の解析・図化とデータベース作成 -. 立正大学オープンリサーチセンター (ORC) 整備事業平成16年度事業報告書: 124 - 127.
- 早乙女尊宣・栗下勝臣・石田 武・門村 浩・高村弘毅 2006. 荒川扇状地の微地形と地盤構造 - 地形・地盤情報の解析・図化とデータベース作成 -. 立正大学オープンリサーチセンター (ORC) 整備事業平成17年度事業報告書: 114 - 117.
- 戸谷 洋・町田 洋・内藤博夫・堀 信行 1971. 日本における扇状地の分布. 矢沢大二ほか編「扇状地」, 古今書院, 97 - 120.
- 豊島正幸 1994. わが国における最終氷期後半の広域的な侵食段丘の形成. 季刊地理学 46: 217 - 232.
- 柳田 誠・百瀬 貢・大熊良章 1982. 荒川の河岸段丘. 駒沢大学大学院地理学研究 12: 3 - 13.
- 吉永秀一郎・宮寺正美 1986. 荒川中流域における下位段丘の形成過程. 第四紀研究 25: 187 - 201.

# A Buried Valley Found beneath the Kumagaya Alluvial Fan along the Arakawa in the Kanto Plain, Central Japan: Its Significance in Fluvial Morphogenetic History and the Application of Microtremor Array Observations to Its Reconstruction

FURUTA Tomohiro<sup>\*</sup>, TAMURA Toshikazu<sup>\*\*</sup>, MATSUOKA Tatsuro<sup>\*\*\*</sup>, SOTOME Takanobu<sup>\*</sup>

<sup>\*</sup>Open Research Center, Graduate Student of Geo-environmental Science, Rissho University

<sup>\*\*</sup>Faculty of Geo-environmental Science, Rissho University

<sup>\*\*\*</sup>Center for Environmental Science in Saitama

## Abstract:

Distinctive alluvial fan development in the Last Glacial has been recognized in many Japanese river basins and it has been considered to correspond to both the filltop terrace formation in upstream valleys and the deposition of the basal gravels of so-called Alluvium in downstream alluvial plains. Most alluvial fan deposits of the Holocene are therefore underlain by thick late Pleistocene fan gravels. Beneath the Holocene deposits of the Kumagaya alluvial fan along the Arakawa in the Kanto Plain, we found a buried valley which was excavated from the top of the upper Pleistocene fan gravel bed. The fact is expected to provide an important key to reveal delicate fluvial response to climate and sea-level changes around the end of the latest Pleistocene. To the reconstruction of the buried valley, we applied microtremor array observations, which were improved by one of us, in combination with borehole record analysis and radiocarbon dating. The reconstruction and geomorphic/geologic correlation of the 100-200m wide buried valley and related deposits suggest the followings:

River-bed degradation took place along some reaches within the alluvial fan around the Last Glacial Maximum in probable connection with the change to fillstrath terrace formation in the upstream valley.

The burial of the valley is the result of aggradation in the sea-level rising stage in and around the early Holocene.

Development of the extensive alluvial fan around Kumagaya became active again after c. 6ka.

keywords: alluvial fan, buried valley, Pleistocene-Holocene boundary, microtremor array observations, Arakawa