埋没破堤地形の統合物理探査による同定と その水害地形環境に関する考察 IDENTIFICATION OF FLOOD-RELATED SEDIMENTARY FEATURES OF CREVASSE-SPLAY DEPOSITS AND ITS ENVIRONMENTAL ASSESSMENT

東良慶¹・関口秀雄²・釜井俊孝³ Ryoukei AZUMA, Hideo SEKIGUCHI and Toshitaka KAMAI

1正会員 博(工) 京都大学助教 防災研究所(〒612-8235 京都市伏見区横大路下三栖東ノロ)
2フェロー会員 工博 京都大学教授 防災研究所(〒612-8235 京都市伏見区横大路下三栖東ノロ)
3正会員 工博 京都大学教授 防災研究所(〒611-0011 京都府宇治市五ケ庄)

This study addresses procedures for identifying flood-related sedimentary features in view of their future incorporation into community-based hazard mapping. The study area selected is large-scale crevasse-splay deposits of downstream area of the Kizu River located in southern part of Kyoto. It is likely that these flood-related subsurface features were formed by the levee breaching cases occurred in 1859 or 1876. The crevasse-splay deposits were investigated using non-destructive geophysical explorations, specifically in terms of resistivity prospecting as well as surface-wave seismic profiling. Considering the surrounding depositional environments and performance of geophysical explorations, the authors estimated that the sediment discharge associated with the levee breaching amounted to $100 \sim 200 \times 10^4$ m³. The related hydraulic calculations led to an estimate for the flooding discharge involved. Interestingly, the estimated discharge 10×10^8 m³ is comparable to, or even larger than, the recorded past maximum discharge (3×10⁸ m³) by the 1959 Isewan Typhoon.

Key Words : *Flood-related sedimentary features, crevasse-splay deposits, non-destructive subsurface explorations*

1. はじめに

過去の水害の痕跡である破堤地形や落堀などが地中表 層に埋没した水害地形は,流域の水害特性と密接に関係 している.それらを読み解き,現在の土地利用との関係 性を防災的な観点から考えることは,地域の特性を反映 した水害リスク評価を行ううえで,非常に重要である. 2008年2月,破堤地形や旧河道などの水害地形を空中写 真や古文書等から判読・分類し,地形図上に示した治水 地形分類図が公開された.これらは流域防災の視点から 非常に有用である¹⁾.しかし,その水害地形の形成過程 や堆積物の質等,物理的な要因はほとんど考慮されてお らず,水害イベントの物理過程を復原するには不十分で あり,高精度な水害リスク評価を行うことは困難である. 近年,物理探査は測定機器および解析技術の進展に伴 い,地中を可視化する手法として極めて重要な役割を 担っている.防災分野における適用事例としては,河川 堤防の安全度調査²⁾³⁾や地すべり調査⁴⁾などが挙げられる. これらの研究事例では、複数の物理探査手法を用いるこ とにより、空間連続的な堆積構造の効率的かつ高精度な 調査が実施されている.また、2次元(鉛直)断面につ いて、詳細な解析がなされ、ボーリングコア等による実 証データとの整合性が示されている.しかしながら、水 害地形(破堤地形,落堀等)のように、地中浅層域にお いて、広域に存在する堆積層を対象として、機動的(広 域)かつ平面的な統合物理探査が実施された例は少ない.

本研究では、流域特性をふまえた水害リスク評価の高 精度化を視野に入れ、人口や社会資産が集中する低平地 (氾濫原)に着目する.その中でもメソスケールの埋没 破堤地形を対象とし、比抵抗探査および表面波探査の統 合物理探査を適用することにより、物理的な同定を試み る.また、破堤イベント過程を物理探査結果から読み取 り、水害地形環境の評価を行うことも目的とする.具体 的には、物理探査結果にもとづき、破堤に伴う氾濫土砂 量の算定、その土砂を流送した氾濫流量の算定を実施す



(A) 米軍空中写真(1948年撮影)
(B) 衛星写真(Google Earth, 現在)
図-1 木津川下流域の調査エリア(埋没破堤地形)周辺の空中写真



図-2 淀川水害地形分類図⁶⁾ における調査エリア周辺の 地形環境

る.これにより破堤地形を形成した洪水イベントのス ケール,すなわち,水害地形環境を評価する.

2. 埋没破堤地形の調査エリア

埋没破堤地形の同定の調査エリアとしては、淀川河口 から43~44km付近の木津川下流域の右岸堤内地(京都 府城陽市荒州地区)を選定した.木津川(流域面積 1596km²)は、三重、滋賀、奈良県境の山地を源流とし、 伊賀、加茂盆地を西方向に流下したのち、京都盆地南部 の低平地を北方向に流下する.山城盆地を流れる区間 (流路長:約30km)における平均勾配は0.66/1000である⁵⁾.また,調査エリアより約7km下流の天王山と男山に挟まれた狭窄部において,桂川,宇治川と合流する (三川合流部).上流に大きな集水域を有し,下流に狭 窄部が存在する低平地は,水害リスクが高い地形システムの代表例の一つである.当調査地域は洪水災害ポテン シャルの高い典型的な水害環境にあると言える.

木津川下流域の調査エリア周辺(三川合流部から上流 7.0~8.0km区間)の空中写真を図-1に示す.この荒州地 区周辺では,過去,洪水氾濫災害が度々発生し,その被 害状況は多くの古文書等に記録されている.本研究の対 象とした破堤地形は,1859あるいは1876年に発生した洪 水氾濫によって形成されたとされているが⁵⁾,詳細につ いては未解明である.1948年当時は,木津川河道から氾 濫流によって流送された砂質堆積物(白色)で形成され た破堤地形(堆積域)が明瞭に観察できる(図-1(A)). 一方,当該調査エリアにおいて,市街地の発展とともに 宅地化など土地利用の改変がなされ,現在では,破堤地 形(堆積域)が不明瞭になっている(図-1(B)).

淀川水害地形分類図[®]においても、この破堤地形(堆 積域および侵食域)が分類され、地形図上に記載されて いる(図-2). 同図より、後背湿地性の在来地盤(図中 の緑色部)の上に、破堤により流送された土砂が堆積し、 破堤地形が形成されていることがわかる.

3. 埋没破堤地形の同定

治水地形分類図は、流域防災を考える上で非常に有用 である.しかし、1970年代に作成された後、更新されて おらず、近年の急激な都市化には対応できていない.土 地利用の変化により改変された水害地形は地中に埋没し、



図-3 牽引式比抵抗探査の実施測線(2008年10月2,10,28日 実施,背景図:城陽市都市計画図,淀川水害地形図にお ける破堤地形(堆積域および侵食域,図-2)を併示)

地表の情報からでは判読が困難となる(図-1(B)).こ のような埋没水害地形は、洪水時だけでなく、地震発生 時の"弱点"となるため^つ、これらを精度高く物理的に 同定することは、災害リスクの評価を行ううえに、非常 に重要なプロセスとなる.

本研究では、上述を鑑み、埋没水害地形を同定するための非破壊物理探査として、①比抵抗探査、および、② 表面波探査を実施した.具体的には、まず牽引式比抵抗 探査を適用し、地中浅層域に埋没した破堤地形を平面的 に同定する.この結果にもとづき重要調査測線を選定し、 表面波探査により浅層域の堆積状況の鉛直断面を詳細に 調査する.これらの探査結果を総合的に勘案し、地中浅 層域に埋没した水害地形を3次元的に同定する.

(1) 牽引式比抵抗探査の適用

比抵抗探査法は電気探査法の一種で、堆積物中に電流 を流すことによりできる電位差を測定し、その比抵抗値 に基づいて地下構造を調査する方法である⁸.本研究で は、広域かつ平面的に埋没破堤地形を同定するために、 キャパシタ電極カップル型牽引式比抵抗探査手法の OhmMapper⁹を適用し、調査を実施した(2008年10月2、 10、28日、探査深度2.2、2.8、3.4m、探査深度の設定方 法等の詳細については東ら(2009)¹⁰を参照されたい). この探査法は比抵抗探査の中でも機動性に優れており、 本研究では三輪式原動機付自転車で牽引することにより、 長さ2km、幅0.5km(総測線長11km)に及ぶ広範囲の探



図-4 比抵抗コンター(探査深度: 2.8m)と数値地図2500¹¹⁾と の重合せ(淀川水害地形図における破堤地形を併示,図 中のA-A', B-B' は表面波探査測線を示す)

査を実施した(図-3).

探査深度2.8m(T.P.+12~14m)の比抵抗コンター図 を数値地図2500¹¹⁾と重ね合わせ、図-4に示す.図中の暖 色部は比抵抗値が大きい領域、すなわち砂礫質を、寒色 部は比抵抗値が小さい領域、すなわち泥質を表す.同図 の比抵抗値分布を吟味することにより推論した観測結果 を以下に列挙する.

- (i) エリア①周辺では比抵抗値が高く,砂質土の存在を うかがわせる.これは,水害地形分類図の破堤地 形(堆積域)と整合する.
- (ii) エリア②周辺では比抵抗値が低く、地中表層(深度 2.8m)に泥質土層の存在をうかがわせ、水害地形分 類図の破堤地形(堆積域)とは整合しない.この不 整合については、後述する.
- (iii) エリア③周辺では比抵抗値が高く、砂質土の存在が 推量できる.これは、水害地形分類図の破堤地形 (堆積域)と整合する.

(2) 高精度表面波探査の適用

表面波探査は、人工的に発生させた表面波を受振計 (地震計)により記録し、波の位相速度を逆解析するこ とにより、S波速度構造を求める手法である⁸⁾.地中浅層 域における鉛直断面の堆積状況を調べることに適してい る.前述の比抵抗探査結果にもとづき、木津川と概ね直 交し、破堤地形を横断する測線A-A'およびB-B'を表面波 探査測線に選定した(図-4).本研究で用いた高精度表



図-5 埋没破堤地形のS波速度構造(上図:測線A-A',下図:測線B-B',地表地形はトータルステーションによる地形測量結果 にもとづく(2009年9月11,12日実施))

面波探査では、受振計を24個用い、その間隔は1mとした(これに対応する探査深度は最大12m程度)¹⁰⁾.また、 起振にはかけやによる地表面打撃を利用し、起振間隔は 2mとした(2008年12月18,19日実施).

測線A-A'およびB-B'(図-4)に沿うS波速度構造を 図-5に示す.図中の暖色部はS波速度が大きいことを示 し、剛性率の大きい硬質土(砂礫など)の堆積をうかが わせる.寒色部はS波速度が小さいことを示し、剛性率 の小さい軟質土(泥など)の堆積が推定できる領域であ る.同図より得られた結果を以下に列挙する.

○測線A-A'

<u>x=0~200m区間</u>: T.P.+8m以深においてS波速度が大き く,砂礫など硬質土の堆積を示唆される.表層付近 (T.P.= +13~15m)においては,S波速度が比較的小さ く,泥質の堆積物の存在が推量される.

<u>x=250~485m区間</u>: T.P.+10~13mの間にS波速度が小さ い泥質の堆積層が挟在しており、その上部領域の表層付 近に層厚が2m程度(T.P.= +13~15m)のS波速度の大き い、砂質の堆積物が存在することが示唆される.

○測線B-B'

<u> $x=0\sim240m$ 区間</u>: T.P.+10m以深において,S波速度が大きく,砂礫など硬質土の堆積が示唆される.T.P.= +10~12mの間にS波速度が小さい泥質の堆積層が挟在しており,T.P.+12mより浅層域には砂質土の存在が推量される. <u> $x=295\sim540m$ 区間</u>: $x=0\sim240m$ 区間と比較して明瞭ではないが,T.P.= +12mから地表までの間にS波速度が大きい,砂質の堆積物が存在することがうかがえる.

(3) 物理探査結果の対比と検証

比抵抗探査と表面波探査は相補的である.なぜならば, 比抵抗探査により平面的な堆積状況を調査し,その結果 から重要調査測線を決定する.表面波探査により,その 測線に沿う鉛直断面の堆積状況を把握する.これらを総 合的に考察することにより,3次元の堆積環境の同定が 可能となる.前述した物理探査結果を対比・検証するこ とにより得られた結果を以下に列挙する.

- (i)比抵抗探査結果のエリア①における、高比抵抗値 領域の分布(図-4,探査深度2.8m)は、表面波探 査測線A-A'の結果(図-5)における、x=30~60m の地点のS波速度の大きい領域(T.P.= +9~12m) と整合性を有し、木津川由来の破堤堆積物が同定 された.この結果は、水害地形分類図に示された 破堤地形(堆積域)と整合する。
- (ii) 比抵抗探査結果のエリア②においては、比抵抗値の小さい領域が分布しており、水害地形分類図の示す破堤地形(堆積域)と整合しない.しかしながら、表面波探査測線A-A'の結果(x=240~440m)においては、表層近くに砂質土の堆積(T.P.=+13m以浅)が推察される.したがって、比抵抗探査においては、上記の表層砂質層の下部に存在する在来の後背湿地性の泥質土層(図-5、測線A-A'、x=240~440m)を捉えたと考えられる.
- (iii) 比抵抗探査結果のエリア③においては、比抵抗値が大きく、表面波探査測線B-B'の結果における、表層付近(T.P.= +12m以浅)のS波速度が大きい領域と調和的であり、これは、水害地形分類図に示された破堤地形(堆積域)と整合する.

4. 水害地形環境評価

本章では、物理探査による同定の対象とした埋没破堤



図-6 破堤に伴う流出土砂量の算定:(A)流出土砂量の算定範囲,(B)在来地盤(下部境界面)と流出土砂量との関係

地形が形成された過程を推察する.具体的には、まず、 破堤氾濫によって堆積した土砂量を算定する.その後、 その土砂を流送した氾濫流量を推算し、破堤イベントの スケールを評価する.

(1) 破堤に伴う流出土砂量の推算

本研究で対象とした破堤地形は単独イベントにより形成されたと仮定し、流出土砂量を推算する.まず、城陽市都市計画図(2002年作成)の標高値を地理情報化した.次に、物理探査結果から、破堤イベント以前の地盤面の標高を便宜的に下部境界面(T.P.+13~14m)と仮定した.その後、ArcGISを適用し、算定範囲内(図-6(A))における、下部境界面より上部の土砂量を破堤に伴う流出土砂量として算定した.表面地形の取り扱いについては、TINおよびNatural Neighbor(空間補完法の一種)格子サイズ10m、95mの3種の方法を用いた.

下部境界面をT.P.+13~14mで変化させた場合の流出土 砂算定量の関係を図-6(B)に示す.この結果,破堤に伴 う流出土砂量は100~200×10⁴m³と推算される.これは, 2004年10月に発生した円山川立野地区の破堤事例¹²⁾での 流出土砂量1.7×10⁴m³と比較して2オーダー程度大規模 である.土砂収支の観点から,流送された土砂は堤体材 料のみならず,河道内からの大量の土砂が流出(供給) したことが推察され,当時の木津川が極度に天井川化し ていたことがうかがえる.

(2) 破堤氾濫流量の推算

前節において算定された流出土砂量*V*=100~200×10⁴m³が等流および掃流砂形態条件下で流送されたと仮定し,氾濫流量*Q*を次式のように定義する.

氾濫流量
$$Q =$$
水深 h ·平均流速 U ·氾濫時間 t (1)

以下に水深h, 平均流速U および氾濫時間 t を算定する. 氾濫流の水深 h:破堤発生時(19世紀後半)の木津川下 流域の堤防高は2間(3.6m)程度であったことから¹³, 氾濫流の水深hは1.0~3.0mとする.

<u>氾濫流の平均流速U</u>:次式のマニングの平均流公式から 求める.

$$U = (1/n)R^{2/3}I^{1/2}$$
, $n \cong (1/24)d^{1/6} = 0.016$ (2)

ここに, n は粗度係数, R は径深, I は水面勾配, d は 砂粒の平均粒径である. 破堤幅が水深と比較して十分に 大きいと仮定し, 径深 R は1.0~3.0mとする. 調査エリ ア付近の木津川河床高は, 1931年当時でT.P.+14.92mで あり, 年平均低水位が1930年以前はおおよそ一定である ことから¹⁴⁾, 破堤発生時の河床高をT.P.+15.0mに仮定し た. 在来地盤高(堤内地高)がT.P.+13.0~14.0m, 破堤 地形の長さが約1500mとすると, 水面勾配 I は1/1500~ 1/750となる. また, 調査エリア付近における木津川河 床堆積物の平均粒径 d を0.3cmとすると¹⁵⁾, 式 (2) か ら氾濫流速U=1.6~4.7 m/sと推算できる.

<u>氾濫時間(氾濫土砂の流送に要する時間)</u>: 無次元限 界掃流力 τ_c^* はシールズ図表より $\tau_c^*=0.045$ と算定される. 無次元掃流力 τ^* は次式で表される.

$$\tau^* = \frac{\tau_0}{(\sigma - \rho) \cdot g \cdot d} = \frac{R \cdot I}{s \cdot d}$$
(3)

ここに、 τ_0 は底面せん断応力、 σ は砂粒の密度、 ρ は 水の密度、sは砂の水中比重である.式(3)から $\tau^*=0.13\sim0.81$ と算定される.次に、単位幅当りの掃流 砂量 q_B^* を次式(芦田・道上の掃流砂量式)より求める.

$$q_{B}^{*} = 17 \times \left(\tau^{*}\right)^{3/2} \left(1 - \sqrt{\frac{\tau_{c}^{*}}{\tau^{*}}}\right) \left(1 - \frac{\tau_{c}^{*}}{\tau^{*}}\right)$$
(4)

上式(4) に τ^*_c =0.045, τ^* =0.13~0.81を代入すると,単 位幅当りの掃流砂量は q^*_B =0.21~8.9となる.これを次元 を持った値に換算すると, q_B =1.4~59cm³/s/cmとなる. 破堤堆積物の正味の体積 V_S は,間隙比eを1.0~0.6と考慮



図-7 氾濫流量と氾濫水深との関係図

すると、 $V_s = V/(e+1)=50\sim 125\times 10^4 \text{m}^3$ となり、単位幅当りの掃流砂量 q_B で、土砂体積 V_s を運搬するのに必要な時間tは、 $t=V_s/q_B=0.84\sim 88\times 10^8$ sと推算できる.

上述の手順で算定した諸量を式(1)に代入し,氾濫流量 を求めた.氾濫流量と氾濫水深の関係図を図-7に示す. この結果,氾濫流量は10×10⁸m³(10億トン)程度と推 算できた(図-7).これは,伊勢湾台風来襲時(1959年 9月26~27日)の木津川下流域における総流量約3億トン ¹⁴と同じオーダーであることは興味深い.

5. 結論

木津川下流域右岸堤内地において、牽引式比抵抗探査 および高精度表面波探査による統合物理探査を実施し、 埋没破堤地形の同定を行った.同定結果にもとづき、水 害地形環境評価の観点から破堤に伴う氾濫土砂量を算定 した.また、その土砂を流送した氾濫流量を推算し、過 去の破堤イベントのスケールを評価したものである.得 られた主要な結論は以下の通りである.

- 比抵抗探査および表面波探査は相補的であり、これらの統合物理探査により、地盤表層に埋没した水害地形(破堤地形)を機動的(広域)かつ高精度に同定できることを実証した.地表情報から判別が困難な場合,非常に有力な探査・同定手法である.
- 2)物理探査結果にもとづき、破堤に伴う氾濫土砂量を算定した.その結果、氾濫土砂量は100~200×10⁴m³であった.これは、近年の破堤事例と比較して、非常に大規模な破堤イベントであると推察され、破堤当時の木津川河道には砂質堆積物が過度に堆積し、天井川化が著しい状態であったことがうかがえる.
- 3) 上記の氾濫土砂量を運搬するために必要な氾濫流量を, 等流および掃流砂形態条件を仮定し,算定した.その 結果,氾濫流量は10×10⁸m³と推算された.これは伊 勢湾台風(5915号)来襲時の木津川における氾濫流量

と同等の出水イベントであったことが考えられる.

今後,本調査エリアにおいて,破堤地形の堆積相観察 を実施し,破堤時の堆積物の流動・堆積過程のダイナミ クスについて検討していきたい.

参考文献

- 大矢雅彦,丸山裕一,海津正倫,春山成子,平井幸弘,熊木 洋太,長澤良太,杉浦正美,久保純子,岩橋純子:地形分類 図の読み方・作り方,古今書院, pp.30-33, 1998.
- 2) 稲崎富士,河川堤防の統合物理探査適用検討委員会:河川堤 防安全度評価への統合物理探査の利用,最新の物理探査適用 事例集,(社)物理探査学会,pp.105-112,2008.
- 3)山本剛,小段栄一,糸川政孝,京都大学河川堤防の内部構造 調査と探査機器の開発研究研究委員会:河川堤防調査にお ける物理探査の適用性に関する研究,最新の物理探査適用事 例集,(社)物理探査学会,pp.113-122,2008.
- 4) 上野将司:地すべり調査における物理探査の適用性,物理探査, Vol.55, pp.505-512,2002.
- 5) 植村善博,小林善仁,木村大輔,進藤美奈,山中健太,浅子 里絵,杉山純平,三宅智志,山下博史:木津川・宇治川の低 地と過去400年間の水害史,京都歴史災害研究,No.7, pp.1-24, 2007.
- 6) 大矢雅彦, 久保純子: 淀川水害地形分類図, 国土交通省淀川 河川事務所, 1993.
- 7)小長井一男, Jorgen Johansson,池田隆明,高津茂樹,松島亘志: 2007年7月17日新潟県中越沖地震による被害と被災地の地質・地盤,土木学会誌, Vol.92, No.9, pp.50-53, 2007.
- 8) 物理探査学会: 物理探査ハンドブック(手法編1章-4章), Vol.2, pp.115-151, 1998.
- Timofeev, V. M., Rogozinski, A. W., Hunter, J. A. and Douma, M.: A new ground resistivity method for engineering and environmental geophysics, Proc. of the SAGEEP, EEGS, pp.701-715, 1994.
- 10) 東 良慶, 関口 秀雄, 釜井 俊孝: 埋没水害地形の同定:非 破壊物理探査法の適用, 土木学会論文集B, Vol.65, No.2, pp.141-150, 2009.
- 11) 国土地理院:数値地図2500(空間データ基盤):近畿-1, 2006.
- 東良慶, 関口秀雄, 小野衛: Performance of levee system at flood stage, 京都大学防災研究所年報, No.49C, pp.225-235. 2006.
- 鈴木一久:京都府南部山城地域の木津川と近世の水害,近 畿大学教職教育部紀要,第18巻第1号,pp.1-16,2006.
- 14) 国土交通省近畿地方整備局:河川工学百年の歩みと淀川, pp. 309-311, 1978.
- 15)河道変遷特性に関する研究会:河道変遷特性に関する研究 -適切な河川環境管理をめざして-,(財)河川環境管理財 団報告書,pp.47-53,1998.

(2009.9.30受付)