

長良川・揖斐川における 河岸侵食特性に関する研究

CHARACTERISTICS OF BANK EROSION
ALONG THE NAGARA RIVER AND THE IBI RIVER

辻本哲郎¹・長田信寿²・富永晃宏³

関根正人⁴・清水義彦⁵・柿崎恒美⁶

Tetsuro TUJIMOTO, Nobuhisa NAGATA, Akihiro TOMINAGA,
Masato SEKINE, Yoshihiko SHIMIZU and Tsunemi KAKIZAKI

¹正会員 工博 名古屋大学教授 工学研究科地圏環境工学専攻 (〒464-8603 名古屋市千種区不老町)

²正会員 工博 京都大学助手 工学研究科土木工学専攻 (〒606-8501 京都市左京区吉田本町)

³正会員 工博 名古屋工業大学教授 工学部社会開発工学科 (〒466-8555 名古屋市昭和区御器所町)

⁴正会員 工博 早稲田大学助教授 理工学部土木工学科 (〒169-8555 東京都新宿区大久保3-4-1)

⁵正会員 工博 群馬大学助教授 工学部建設工学科 (〒376-8515 桐生市天神町1-5-1)

⁶正会員 工修 建設省中部地方建設局 木曽川上流工事事務所調査課長 (〒500-8801 岐阜市忠節町1-5)

It is important to clarify the mechanism of river bank erosion and to predict the location and the rate of bank-line shifting due to bank erosion. Among several studies on bank erosion previously done, no model is possible to predict actual river bank erosion. The main reason is that only few data was obtained about the bank erosion in actual rivers. In this paper, bank-erosion processes have been studied by means of field observation along the Nagara River and the Ibi River. In the field observation in the Nagara River, both the timing of the bank collapse and the corresponding retreat distance during flood have been investigated by new technique using optical fiber. By using the result of the field observation in the Nagara River, we have examined the erosion process and the bank-material transport during flood. While, the influence of sand bar migration on the distribution of bank erosion rate is discussed by using the surveyed data and the aerial photographs in the Ibi River.

Key Words : bank erosion, morphological process, field observation, actual river, optical fiber

1. はじめに

本研究は、河岸侵食予測技術の構築において、その手法を確立する上で障害となっていると考えられる、河岸侵食の実現象に関する基本的知見の集積を目的として検討を行うものである。

対象とした河川は、長良川(41.4km付近)と揖斐川(51.2km付近)である。まず、長良川では、洪水中の河岸近傍の土砂の挙動と水理量変化の計測を行った。既報¹⁾では、主に、一洪水で生じた河岸変形過程(増水期の河岸水際部の洗掘→河岸上部土塊の崩落→減水期における河岸近傍の河床低下→数日経過後の河岸崩落)について検討した。本報では、平成9年の成果に加え、平成10年に行った河岸侵食計測結果より、特に河岸崩落現象に焦点をあてて考察する。次に、揖斐川においては、河岸形状の計測結果および航空写真を用いて、河岸侵食量の分布特性、特に砂州の挙動との関連性について検討する。

2. 長良川の河岸侵食

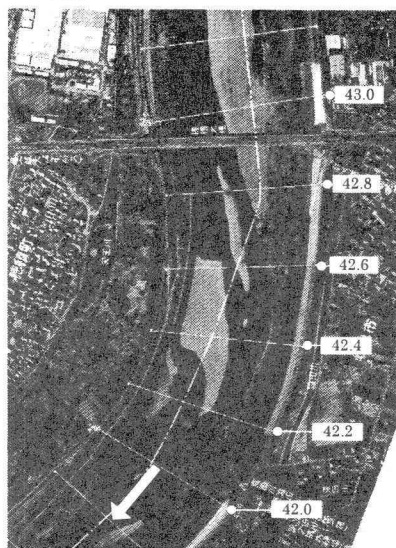
(1) 概要

調査地点は、長良川42.4km地点の左岸であり、緩やかな蛇行部の外岸にあたる。写真-1は、平成9年、10年における対象地点を含む蛇行部の航空写真である。42.4km地点では、右岸に砂州が見られ、その対岸で河岸侵食が進行していることが分かる。

調査地点の河床勾配は約1/1400である。また、河岸材料は、河岸上部約1mがシルト分48%を有する粘着性材料、それより下部は砂礫、礫混じり砂など粘着性を有しない材料で構成されている。

計測対象とした洪水は、平成9年9月の台風20号による出水、および平成10年9月の台風5号、7号、8号による出水である。なお、平成10年観測においては、強風により観測期間中に停電がありデータが一部欠測となっている。

H9



H10

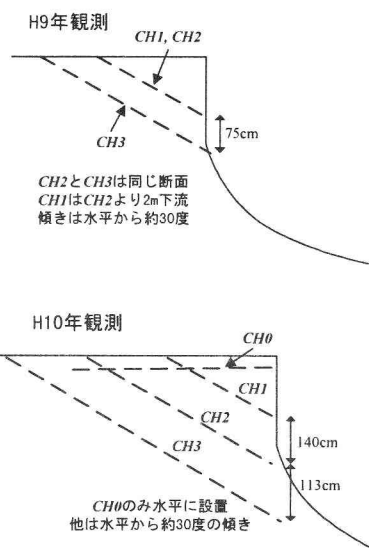
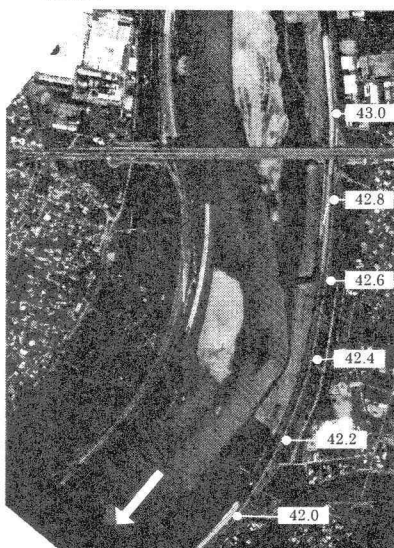


図-1 河岸侵食計測装置の位置

写真-1 長良川航空写真 (42.0km～43.2km)

表-1 河岸侵食計測結果

平成9年	CH1		CH2		CH3	
	日時	幅	日時	幅	日時	幅
H9A			9/17 13:23	10cm	9/17 13:21	10cm
H9B	9/17 13:52	10cm	9/17 13:53	10cm		
H9C			9/17 14:39	20cm		
H9D					9/19 9:18	30cm
H9E	9/23 1:52	10cm				
H9F					9/23 13:25	20cm
H9G	9/23 20:33	20cm	9/23 20:34	40cm	9/23 20:34	30cm

平成10年	崩落塊の 流下方向長	CH0		CH1		CH2	CH3
		日時	幅	日時	幅	日時	幅
H10A	550cm	9/16 12:15	30cm	9/16 12:17	90cm		
H10B		9/21 21:19	10cm				
H10C	350cm	9/22 4:02	30cm				
H10D				9/22 4:22	10cm		
H10E	250cm	9/22 5:04	30cm	9/22 5:05	90cm		
9/22停電中の 崩落トータル幅		15:00頃 ～21:27	150cm	15:00頃 ～21:22	10cm	15:00頃 ～21:24	250cm

(2) 計測項目及び計測手法

計測項目は、土砂の挙動に関しては、河岸崩落時刻・侵食幅、河岸近傍河床高、河岸地表面の崩落状況などであり、また水理量に関しては、河岸近傍流速・流向、河川水位等である。

また、河岸崩落については、光ファイバーを用いた計測により、洪水時の河岸侵食時刻と侵食量の計測を可能としている。詳細は既報²⁾を参照されたい。この光ファイバーを利用した河岸侵食計測装置は、図-1に示すように、平成9年観測においては、約30度の勾配で斜めに3本、また、平成10年観測においては、河岸表層付近に水平に1本と斜めに3本の計4本が設置されている。

(3) 長良川の河岸侵食の特徴

表-1に、(1)で述べた対象洪水において生じた河岸

侵食に関して、前出図-1に示した計測装置毎に、侵食時刻と侵食幅を示す。なお、表中の記号 (H9A～G, H10A～E) は、各出水で生じた崩落を時間軸で順序づけしたものである。ただし、一体とみなせる河岸崩落に関しては、同じ記号 (例えば、H9A, H9B, H9Gなど) で表している。また、平成10年度観測に関しては、河岸崩落塊の河岸表層における流下方向長が把握できたものについては、その長さを記載している。なお、前述の通り、平成10年の観測中に停電が生じたため、9月22日15:00～21:20頃までの崩落幅は、そのトータル量のみしか把握されていない。

また、図-2に、対象出水を含む平成9年、10年の9月16日～23日の調査地点における水位変化、および表-1に記した河岸崩落を示す。なお、調査地点の水位変化の計測は、停電あるいは観測終了によって、

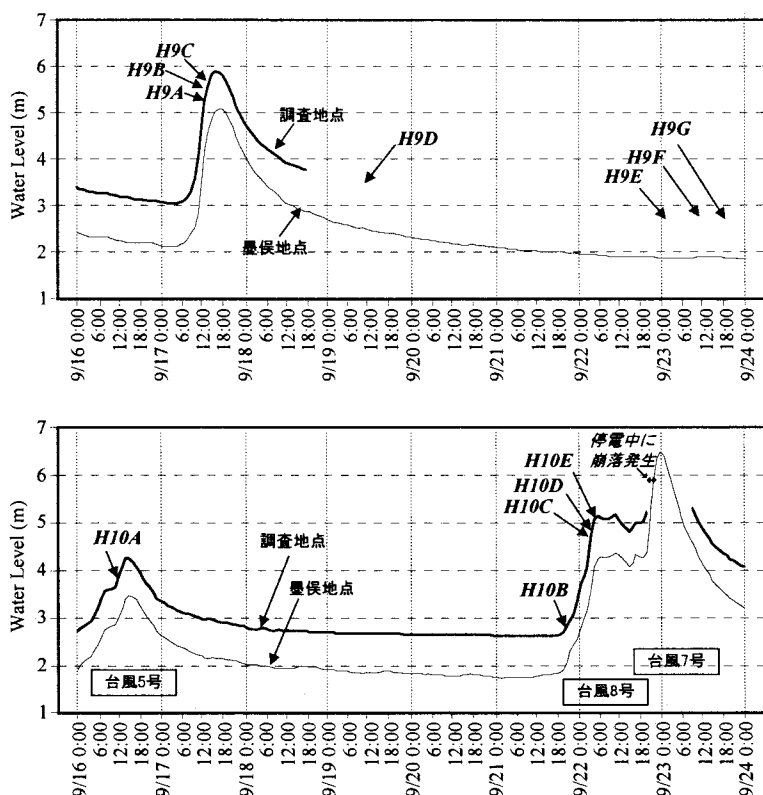


図-2 水位の時間変化

上記期間を網羅していないため、参考として、調査地点より3.4km下流に位置する墨俣地点の水位変化を併示する。また、図-3に、調査地点河岸近傍の水位一流速の関係図（河岸崩落を併示）を示す。ただし、同図において、平成10年の洪水のうち9月22日～23日については、停電による欠測データがあるため表示していない。流速計測位置は、初期河岸肩より、平成9年度観測が5m、平成10年度観測が4mの地点である。

表-1および図-2、図-3より、長良川で生じた河岸崩落について、以下の特徴が指摘できる。

まず、洪水時の河岸崩落は、すべて増水期に生じている。しかし、河岸崩落時の河岸近傍流速は、図-3から分かるように大きな流速とはなっていない。したがって、長良川の洪水時の河岸侵食は、掃流力によって河岸材料が流送されるといったものではない。既報¹⁾でも述べたように、増水期では、水面が河岸の急傾斜部にあり、そのため、水面の擾乱によって河岸材料が容易に離脱し、水際部の洗掘が進行して、河岸上部土塊が崩落に至ったものと考えられる。

しかし、洪水時の河岸崩落の直接的な原因が上記のような水面の擾乱であっても、後出図-7で示すように、河岸の後退量を決定するものは、河岸近傍河床の低下量であると考えられる。この河岸近傍の河床変動量は、河岸近傍流速と密接な関係があり、洪水時の河岸近傍流速の特徴を把握しておくことが重要となる。そこで、ハイドロが比較的単純な変化を示す平成9年の出水を対象に、平面流れの非定常計

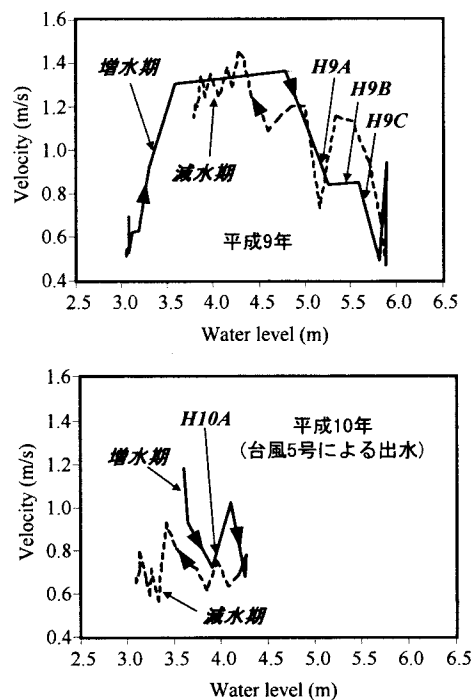


図-3 調査地点における水位一流速の関係

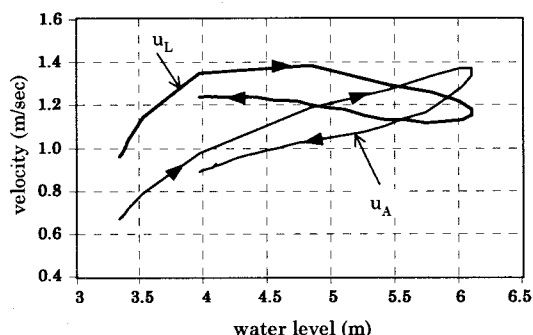


図-4 断面平均流速と河岸近傍流速の数値解析結果

算を行った³⁾。河岸近傍流速 u_L と断面平均流速 u_A の計算結果を図-4に示す。水位一河岸近傍流速関係は、水位一断面平均流速関係と異なり、前者は、水位が4m～5mの付近で大きくなり、それより水位が上昇しても、対象洪水に関しては、流速は減少傾向を示す。この境界となる水位は、写真-1で見られた対岸の砂州高に対応しており、砂州による流速偏倚が顕著となったとき、河岸近傍流速が極大を示すものと考えられる。ただし、計算結果においては、実測値で見られた極端な流速減少は再現されていないが、これは、河岸崩落土砂の堆積に伴い、河岸近傍の流速が局所的に減少したためと考えられる。

平成9年、10年観測結果の相違点として、洪水時の河岸崩落規模が挙げられる。すなわち、平成9年の観測では、洪水時の崩落は、その幅（奥行き）が10cm程度のものが主体であったのに対し、平成10年の観測では、平均で41cm、最大で90cmの崩落が計測されている。河岸崩落幅に影響を与える因子としては、河岸形状特性（特に河岸高）および土質特性

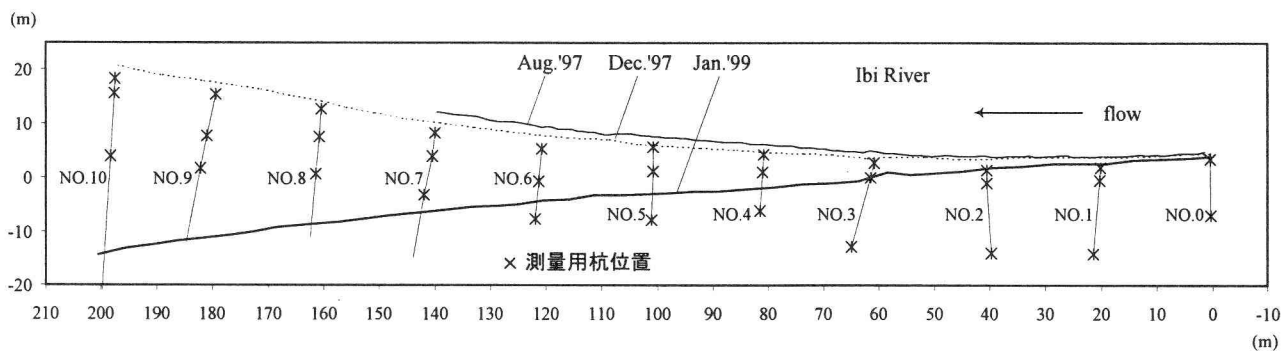


図-5 河岸線平面形状の測量結果（揖斐川）

（河岸材料の粘着性など）が考えられる。後者について、河岸崩落に抵抗する強度を表し得る土質指標は、これまで確立されたものはないが、例えば引張り強度などが提案されている⁴⁾。長良川の観測では、土質強度の詳細な分布は把握されていないことから、そのような観点からの検討は行えないが、前者については、河岸崩落時の水面より上方の河岸高は、小規模な崩落が生じた平成9年観測の方が小さく、従来の室内実験あるいは現地実験で指摘された傾向^{4),5)}と同様である。

また、平成9年に観測された洪水後の河岸崩落については、平成10年観測では、第1回目の出水の後、短期間で第2回目の出水が生じたため、および第2回目の洪水後は観測安全上の問題で計測が行えなかったため、洪水後の河岸崩落時の土質特性は把握されていない。ただし、第1回目と第2回目の出水の間に観測された河岸材料の含水比および河岸の地下水位は、洪水終了後比較的短時間で変化が生じ、平成9年で見られたような数日経過してからの河岸侵食を、これらの指標では説明し得ないと思われる。この要因については、今後さらなる検討が必要である。

3. 揖斐川の河岸侵食

(1) 概要

調査対象地点は、揖斐川51.2km付近の左岸（後出写真-2参照）であり、当地点の河床勾配は約1/400、河床・河岸材料は砂・礫分が主体であり、河岸上部においても長良川調査地点のようなシルト分は少なく粘着性は乏しい。

ここでは、平成9年8月、12月、平成11年1月に行った河岸形状の測量結果と航空写真（平成5年、9年、10年撮影）を用いて、主に低水路内の砂州の挙動が河岸侵食に与えた影響について考察する。

(2) 河岸侵食の平面分布特性

まず、51.2km付近左岸の低水路河岸線の平面形状変化を図-5に示す。図中のNo.0~No.10は河岸横断形状の測量断面を表し、最上流断面がNo.0である。なお、この測量範囲については写真-2を参照されたい。

第1回目（平成9年8月）と第2回目（平成9年12

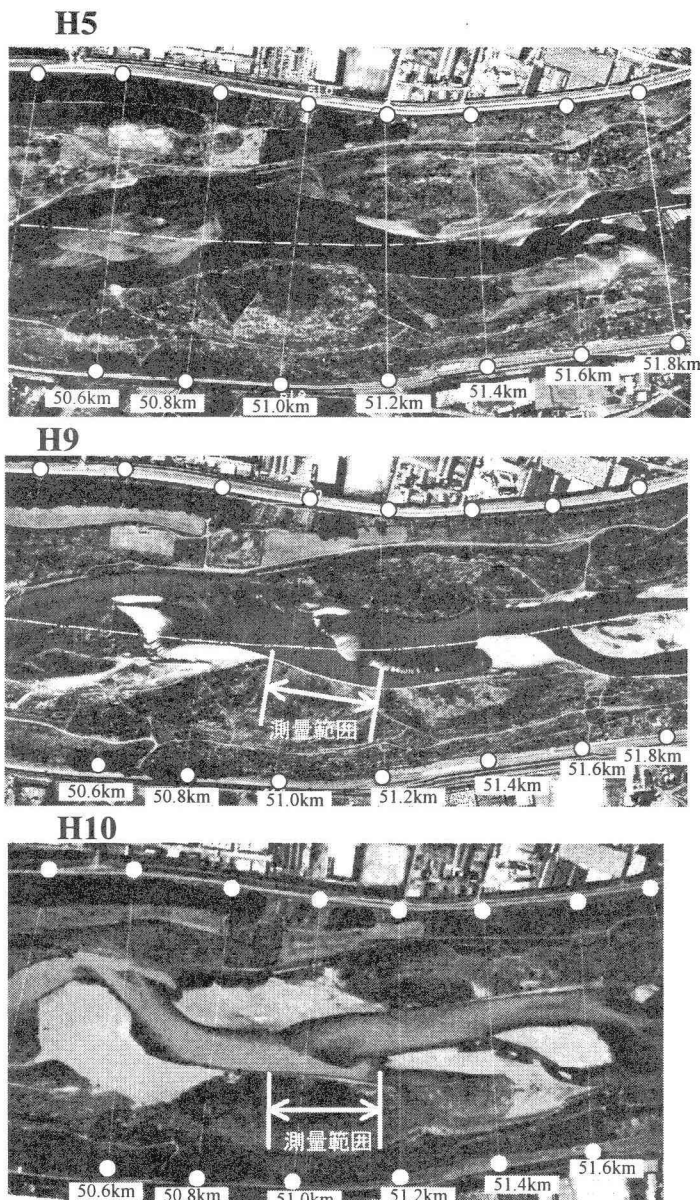


写真-2 揖斐川航空写真（50.6km～51.8km）

月）の測量の間に生じた主な出水としては、平成9年11月26日～27日の出水があり、岡島地点（対象区間上流の56.9km地点）で流量559m³/secを記録している。この期間における河岸の後退については、No.2断面より上流では小さいが、No.3~No.7断面の侵食

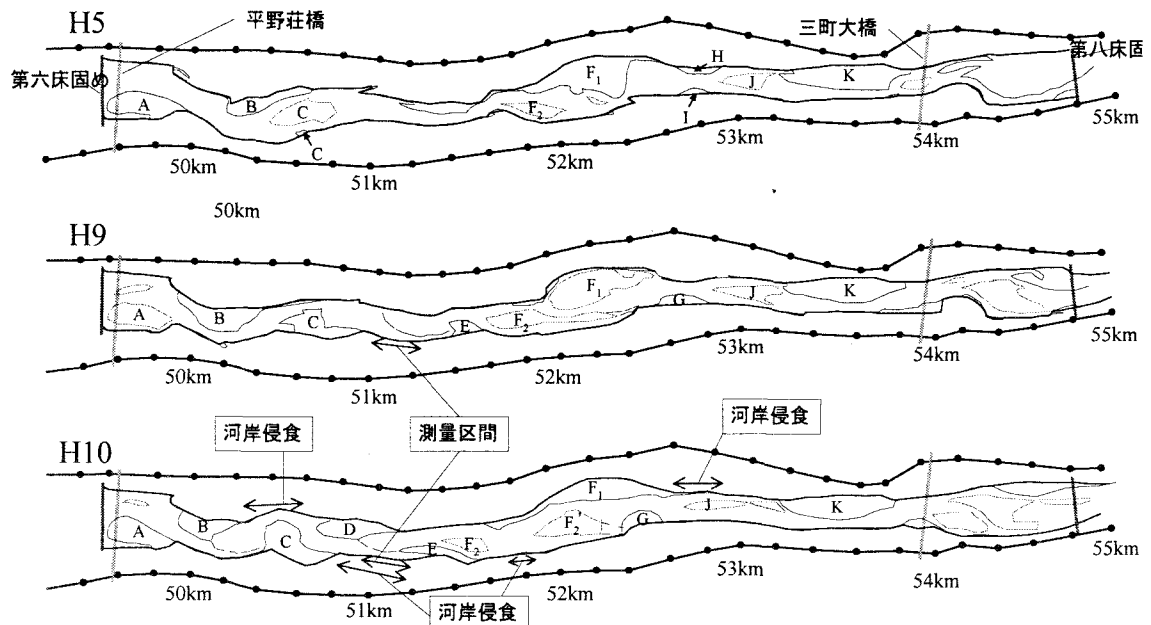


図-6 砂州形状の変化過程 (揖斐川49.6～55.0km)

幅はほぼ一様で、1m程度の河岸の後退が観測されている。次に、第2回目と第3回目（平成11年1月）の測量の間に生じた主な出水としては、平成10年7月27日～29日の梅雨前線の大雨による出水（岡島地点の最高流量：565m³/sec）、平成10年9月21日～23日の台風7号による出水（岡島地点の最高流量：1401m³/sec）、平成10年10月14日～18日の台風10号による出水（岡島地点の最高流量：1539m³/sec）である。特に、平成10年の9月、10月出水は規模が大きく、10月出水は確率年1/10程度に相当する。この時の河岸侵食は、規模的にも第1回目～第2回目測量よりも大きい、その侵食量分布も前回計測時のように一様ではなく、測量対象区間では下流ほど侵食が著しいのが特徴である。

このような河岸侵食量の流下方向分布の変化は、より大きな空間スケールで検討する必要があると考えられる。写真-2は、測量区間を含む50.6km～51.8kmの、平成5年、9年、10年（平成10年10月出水後）に撮影された航空写真である。平成5年から平成9年にかけては、51.0km～51.4kmに前縁線を有する右岸の砂州が発達し、それとともに左岸の侵食が生じた。平成9年の測量時においても、右岸の砂州から、調査地点の左岸侵食部へ向う流れが明瞭に確認されている。このように、平成10年の前述の出水までは、右岸砂州に起因する偏流によって調査地点で侵食が生じていたものと考えられる。しかし、平成10年の9月および10月に生じた、確率年1/10規模の洪水によって、砂州形状が大きく変化した。まず、51.5km左岸にある砂州が下流方向に成長し、測量区間の上流端付近まで伸長した。これに起因して、左岸において流れが集中する位置が下流方向にシフトし、図-5に示した河岸侵食量の流下方向分布の変化

の原因になったと考えられる。また、当区間においては、平成10年の洪水で、50.8km～51.2kmに新たに右岸砂州が形成され、また、50.6km左岸の砂州は大きく成長している。この左岸砂州の成長に伴って、50.6km右岸では、調査地点の侵食量を上回る大規模な河岸後退が生じている。

図-6は、揖斐川40.6km～55.0kmの砂州形状と河岸線を、航空写真より把握し図化したものである。同図を用いて、平成10年に生じた対象区間の河道変動を整理すると以下の通りである。まず、調査地点（51.2km左岸）の河岸侵食位置の移動に影響を与えたのは、砂州Eの伸長であると考えられる。また、この出水により、砂州Dが形成され、砂州Cが発達した。砂州Cの発達、対岸の50.6km右岸の河岸侵食を促進させた。これらの砂州の形成・発達に寄与したと考えられる土砂供給は、航空写真より判断すれば、当区間近傍に関しては、52.4kmの砂州F1、F2の洗掘、あるいは51.8km左岸、52.8km右岸の河岸侵食による土砂生産ではないかと推察される。

これを明らかにするためには、横断形状経年変化の比較等によって、各断面の土砂変動量を正確に把握する必要があるが、揖斐川では、平成5年以降、平成10年までは横断測量を実施していないため、現段階では、より詳細な検討は難しい。しかし、ここで述べてきたように、ある区間の河岸侵食は、流路全体の土砂移動の結果として考えねばならない。

4. 河岸侵食予測に関する提言

最後に、長良川・揖斐川の現地計測結果から、河岸侵食予測モデルが具備すべき要素について検討する。

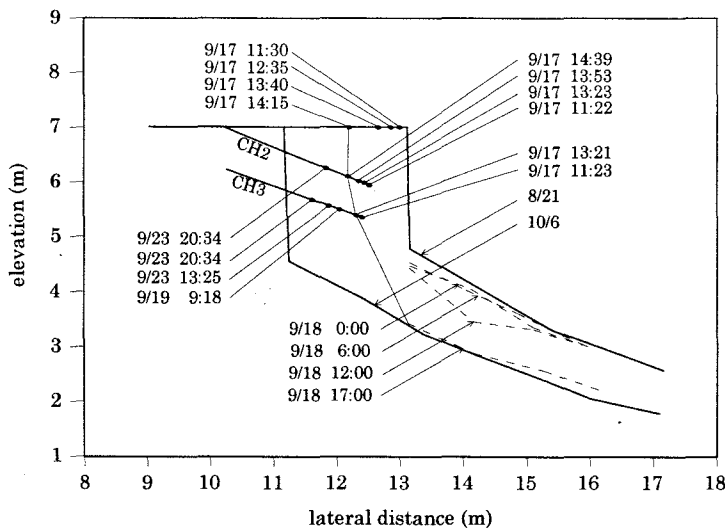


図-7 河岸形状の変化過程

図-7は、長良川における、平成9年9月17日出水前後の8月21日、10月6日の河岸横断形状と9月17日出水で計測された河岸位置および河床高の変化過程を示したものである。同図は河岸侵食予測モデルの構築において、以下に述べるように、重要な意味を有しているものと考えられる。

同図より、8月21日においては河岸は高さ2m程度の鉛直壁を形成していたが、9月17日出水の増水期に河岸の側方移動、18日の減水期に河床低下が生じ、洪水直後は、平常時よりも高い鉛直河岸が形成されていたと考えられる。しかし、洪水後の河岸崩落によって、10月6日には出水前の8月21日とほとんど同じ高さの鉛直壁を形成しており、横断形状もほぼ同様な河岸となっている。また、鉛直壁下方の河岸斜面についても8月21日と10月6日で傾斜角に相違が見られず、両者の河岸はほぼ同様な形状を維持したまま側方にスライドしたように変化している。この側方移動量は、平常時の鉛直壁高さおよび斜面傾斜角が同一であるとする、洪水時の河床低下量で決定されることになる。このことは河岸のトータルの侵食幅の予測については、河岸崩落1回ごとの侵食量を正確に見積もれなくても、河岸近傍河床の低下量が精度良く計算できれば、河岸後退量を計算できることを意味する。

また、このような河岸近傍河床の変動は、河岸近傍流速と密接な関係があると考えられるが、河岸近傍流速が最大値を示すのは、2.でも示したように、必ずしも断面平均流速が最大となる時ではない。河岸への流速の偏倚は、砂州あるいは河道平面形により生じるが、蛇行度が非常に大きい河川以外では平面形の影響は小さく、河床の起伏が流れの河岸への集中をもたらす⁹⁾。したがって、河岸近傍流速が大きくなる洪水特性は、河床の形状特性によって異なると考えられる。そのため、河岸侵食量予測においては、低水路満杯流量など一定流量を与えて計算を

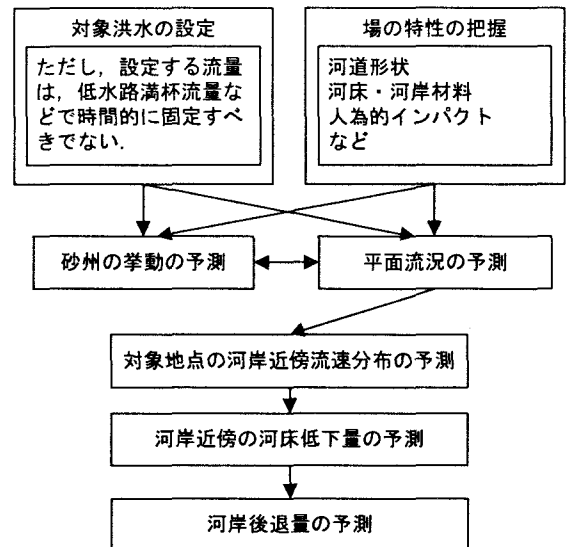


図-8 河岸侵食予測モデルの構成要素

行うことは、予測精度を著しく低下させる可能性がある。また、揖斐川のように砂州形状が大きく変化する河道を対象とする河岸侵食予測においては、流路全体の土砂移動の観点からも検討する必要がある。以上を整理すると、河岸侵食予測モデルの構成要素は図-8のようにまとめられる。

謝辞：本研究は、土木学会・建設省の共同研究の枠組みの中で行われたものであり、共同研究を実施するにあたってお世話いただいた学会・建設省の関係諸氏に感謝いたします。また、長良川の計測においては応用地質株式会社、および揖斐川の測量においては、共同研究参加大学の学生の方々、測量結果の整理・図化等には峯岸邦之君（当時、京都大学大学院修士課程）にご協力いただきました。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 辻本哲郎、長田信寿、富永晃宏、関根正人、清水義彦、庄 建治朗：長良川現地観測から推定される河岸侵食のシナリオ、第4回河道の水理と河川環境に関するシンポジウム論文集、pp. 65-70, 1998.
- 2) 柿崎恒美、廣瀬昌由、酒井佳治：長良川における河岸侵食の現地観測、第4回河道の水理と河川環境に関するシンポジウム論文集、pp. 59-64, 1998.
- 3) 長田信寿：流路変動過程の数値解析法とその応用に関する研究、京都大学学位論文、1998.
- 4) 福岡捷二・小暮陽一・佐藤健二・大東道郎：自然堆積河岸の侵食過程、水工学論文集、第37巻、1993、pp. 643-648.
- 5) 藤田裕一郎：直線流路の側岸侵食機構、京都大学防災研究所年報、第22号、B-2、1979、pp. 537-552.
- 6) 長谷川和義：沖積蛇行の平面および河床形状と流れに関する水理学的研究、北海道大学学位論文、1983.

(1999. 4. 26受付)