

# 하천합류점의 하도특성치 변화에 관한 실험적 연구

김 태 호\*

## Experimental Study of Changes in Channel Characteristics at Stream Confluences

Taeho Kim\*

**요약** : 합류점에서 일어나는 하도의 조정양상과 그 변화에 영향을 미치는 요소를 조사하기 위하여 수리조건이 다른 두 하천을 합류시키는 수로실험을 실시했다. 하도횡단면의 크기와 형상은 각기 다른 요소의 지배를 받는다. 하도의 단면적과 유속이 주로 유량의 영향을 받는데 비하여 형태와 경사는 유량과 유송토사량의 상호관계에 의해 결정된다. 그 결과 합류점의 하도특성치 변화는 유량과 유송토사량의 상대적인 증가율에 따라 달라지는 유사농도의 변동상황에 의해 세 유형으로 구분된다. 합류점에서는 유수의 수렴에 따른 유속의 급증현상으로 인하여 하도단면적과 하도경사는 예상보다 작은 변화를 보이므로 유사농도가 크게 증가하지 않는 경우에는 하도특성치 변화에 그 영향이 나타나기 어렵다.

주요어 : 수로실험, 하천합류점, 하도특성치, 수리기하, 유사농도

**Abstract** : Flume experiments are conducted to describe channel adjustments at stream confluences and to examine some factors to which changes in channel characteristics are subject. There are different factors controlling channel size and shape; whereas the former is primarily controlled by water discharge alone, the latter including channel slope is influenced by sediment load as well as water discharge. The morphometric adjustments of confluent tributaries can be consequently classified into three types based upon changes in sediment concentration which are associated with the relative increasing rates of water discharge and sediment load at these sites. Flow is accelerated at stream confluences due to the convergence of confluent flows, causing an sharp increase in velocity. It restrains an increase in channel capacity, and furthers a decrease in channel slope, of a receiving stream. As a result, effects of slight increases in sediment concentration hardly appear on changes in channel characteristics at stream confluences.

**Key Words** : flume experiment, stream confluence, channel characteristics, hydraulic geometry, sediment concentration

### 1. 서 론

개방계(open system)로서의 하천시스템은 유수와 유송토사의 변동에 대하여 하도의 자기조정작용을 통하여 반응한다. 따라서 하도특성치에는 계에 있어서의 입력과 출력의 차가 반영된다. 계가 정상상태(stationary state)에 도달함에 따라서 하도특성치는 변동을 보이면서도 일정한 값에 수렴하게 된다(Schumm, 1977, pp.9-13). 한편, 하천시스템

에는 하계망과 관련된 하도의 계층구조가 존재한다. 하천차수로 표현하는 하도의 계층구조는 필연적으로 하도특성치에도 반영이 되는데, 이러한 계층구조는 일반적으로 수리기하(hydraulic geometry)에 의해 설명된다. 즉 하류방향으로 증가하는 유량에 대하여 하도특성치는 유량의 멱함수로서 점진적으로 조정된다(Leopold and Maddock, 1953). 수리기하의 개념은 제지역의 하천에 적용되었으며, 각하천의 특성을 반영한 다양한 관계식이 제안되

\* 제주대학교 사회교육과 시간강사(Part-time Lecturer, Department of Social Studies Education, Cheju National University)

었다(Leopold *et al.*, 1968, pp.241-248; Park, 1977; Knighton, 1987; Rhodes, 1987). 이들 경험식에서는 유량이 연속적으로 변화하는 것으로 조건이 단순화되어 있다. 그러나 유량의 증가는 대부분이 하천 합류에 의해 일어나므로 하도특성치는 합류점에서 불연속적인 변화를 보이게 된다.

하천합류에 의한 하도특성치의 불연속적인 변화에 최초로 주목한 Miller(1958)는 하폭의 변화를 다음과 같은 식으로 나타냈다.

$$w_1 = k(w_2 + w_3)$$

여기에서  $w$ 는 하폭이며, 첨자 1은 합류후의 하천, 2와 3은 각각 합류전의 본류와 지류이다. Richards(1980)는 이 변화식이 동등한 규모의 하천이 합류하는 경우에만 적용될 수 있다는 것을 지적하고, 유로등급(link magnitude)을 이용하여 다음과 같은 식을 제안했다.

$$w_1 = w_2(n_1/n_2)^k$$

여기에서  $n$ 은 유로등급이며, 첨자 1과 2는 각각 합류후와 합류전의 하천이다. 이 식들은 하도특성치에 보이는 계층구조가 유출현상과 관련된 유역구조를 반영하는 계단함수(step function)적인 존재임을 나타내고 있다.

Miller(1958)의 연구를 효시로 제하천을 대상으로 합류와 하도특성치의 관계가 조사되었다(Gippel, 1985; Roy and Woldenberg, 1986; Rhoads, 1987; Roy and Roy, 1988; Roy *et al.*, 1988; Kim, 1996; 金, 1996). 그 결과 하도특성치는 합류점에서 다양한 변화양상을 보이며, 수리기하에 근거한 경험식과 반드시 일치하지 않음을 알 수 있다. 즉 합류점의 하도특성치 변화를 종래의 수리기하만으로는 예측하기 어렵다고 할 수 있다.

한편, 하상퇴적물의 입경이 하류방향으로 지수함수적인 감소를 보인다는 스테른베르그의 법칙(Sternberg's law)에 의해 평형하천의 종단면형은 지수곡선으로 표현된다는 견해가 일반적이다. 그러나 실제 하천의 종단면형을 나타내는 곡선형은 그와 같이 일률적으로 결정되지는 않는다(Snow and Slingerland, 1987; Ohmori, 1991; Pizzuto, 1994). 하천의 종단면형에 보이는 다양성에는 여러가지 요인이 관여하고 있는데, 하도경사에 영향을 미치는 수리조건인 공간적인 변화가 비선형이라는 것도

중요한 요인이다. 바꾸어 말하면 유역구조와 밀접하게 관련된 합류의 패턴에 의한 영향을 무시할 수 없다(Howard, 1971; Pieri, 1984). 특히 하상퇴적물의 입경변화는 유사를 무작위로 공급하는 지류하천의 합류에 의해 비선형이 되기 쉽다(Knighton, 1980; Petts, 1984; 島津, 1991). 따라서 하천의 종단면형을 논하는 경우에도 하도경사에 미치는 합류의 영향을 규명하는 것은 중요한 과제이다.

본 연구에서는 합류점에서 일어나는 하도특성치의 변화양상과 그에 영향을 미치는 요소를 조사하기 위하여 수리조건이 다른 두 하천을 합류시키는 모형수로실험을 실시했다.

## 2. 실험장치 및 방법

### 1) 실험장치

실험장치로는 길이 300cm, 폭 110cm, 깊이 12cm의 경사가변식 소형수로를 사용했다(그림 1). 급수

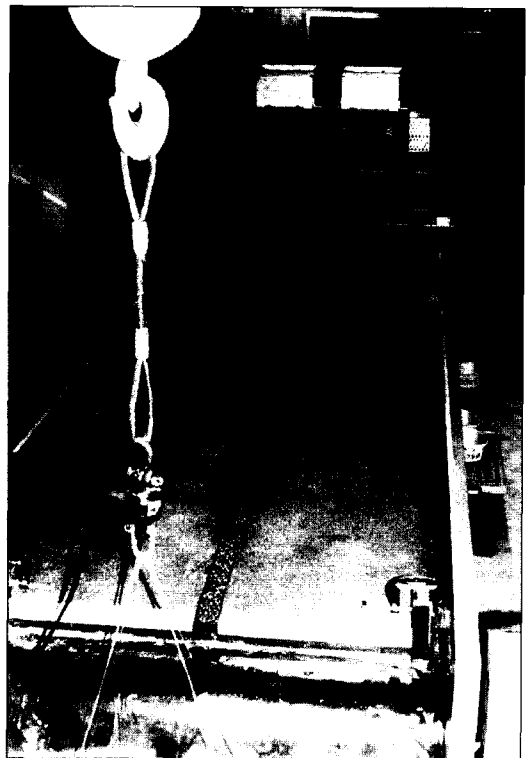


Figure 1. General view of experimental equipment

는 수로하단부에 설치된 항상 물이 흘러 넘치는 저수조로부터 펌프로 양수하여 수로상단부의 정류조로 송수하는 순환방식을 취했다. 송수파이프에는 밸브를 달아 유량을 조절했다. 면적식 유량계로 급수량을 감시하여 유량의 변동폭을 1%이내로 유지했다. 유사의 공급은 감속기를 달아 사보모터로 작동시키는 급사장치를 사용했다. 무단감속기로 급사속도를 조절함으로써 급사량을 자유롭게 설정했으며, 급사량의 변동폭도 1%이내로 안정적이었다. 수로의 말단에는 장력계를 사이에 끼운 상자를 매달아 수로에서 배출되는 모든 유사를 받아 모으면서 그 양을 10초 간격으로 계측했다. Mackin(1948 p.471)에 의하면 평형하천이란 장기간에 걸쳐 유역에서 공급된 토사를 전부 운송하는데 필요한 유속이 주어지도록 하도경사가 조정된 하천으로 바꾸어 말하면 유사의 공급량과 배출량이 동일한 하천이다. 이 정의는 Knox(1975), Leopold and Bull(1979) 등에 의해서 다소 수정되었으나 현재에도 동적평형상태의 판정에 자주 적용되고 있다(野上等, 1975; 杉谷, 1985; Best, 1988). 따라서 본 실험에서도 배사량의 변동상황을 감시하여 수로내의 동적평형상태를 판정하는 기준으로 사용했다.

## 2) 실험재료

실험재료로 응집력이 결여된 모래만을 사용하면 통수시간의 경과와 더불어 하폭이 급격하게 확대되면서 유사량의 증가를 가져온다. 그 결과 수로내에는 망류하천이 출현한다(Ashmore, 1982; 杉谷, 1985; Schumm *et al.*, 1987, pp.155-159). 망류하천에서는 하도형상의 파악 뿐만 아니라 합류의 제어도 곤란하다. 따라서 유수에 의해 충분히 침식되면서도 비망류하도(single-thread channel)가 유지될 정도의 저항력을 지닌 실험재료가 필요하다. 실험재료의 응집력을 높이기 위해서는 점착력을 지닌 물질을 적당량 모래에 혼합하는 수법이 사용된다. 혼합물질로는 자연토양(Mosley, 1976), 카오리나이트(Gardner, 1983; Jin and Schumm, 1986), 벤트나이트(米山·松本, 1993) 등 주로 점토류가 일반적이다. 본 연구에서는 세 종류의 시판용 점토(카오리나이트, 벤트나이트, 조소용 점토)와 점토성분이 많이 포함된 식양토를 대상으로 각각의 혼합비를 바꾸어가며 수류에 대한 침식과 저항력을 조사했

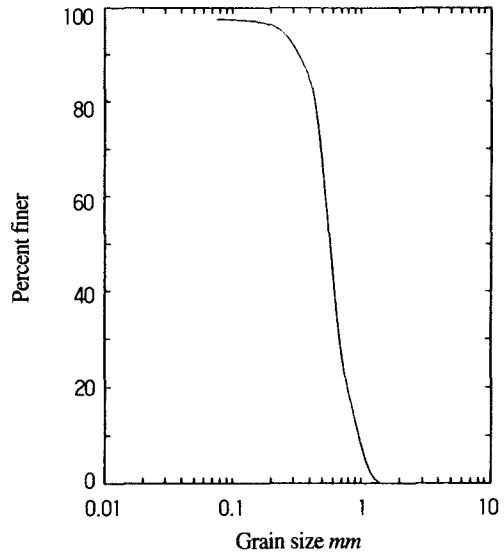


Figure 2. Grain-size distribution of the material used in the study

다. 그 결과 혼합비가 크지 않음에도 불구하고 충분한 수식성(erodibility) 및 저항력을 보인 벤트나이트를 혼합물질로 선택했다. 실험재료는 여과사에 벤트나이트를 40 : 1의 중량비로 콘크리트용 믹서를 사용하여 균일하게 또한 다량으로 양생했다. 본 재료의 중앙입경은 0.57mm이다(그림 2).

## 3) 실험방법

실험방법은 먼저 수로내에 실험재료를 채운 뒤 표면을 가지런히 하고, 단면형태가 폭 6cm, 깊이 3cm인 장방형의 초기하도를 줬다. 합류의 평면형태는 일반적으로 대칭형과 비대칭형으로 구별되며, 그 차이가 합류후 하도의 형태에 반영된다(Mosley, 1976; 金, 1996). 또한 실제 하계망에 나타나는 합류의 형상도 매우 다양하며(Haralick *et al.*, 1985; De Serras and Roy, 1990), 합류각도에 따라 유수의 동태도 달라져 합류점 근방에는 상이한 하상형이 출현한다(Best, 1988). 본 실험에서는 Y자와 같은 좌우대칭의 합류형을 취했으며, 합류각도는 예각이 되기 쉽다는 Playfair(1802, p.113)의 지적에 따라 임의로 50°로 설정했다(그림 1).

급수량과 급사량은 지류에서는 각각 100cm<sup>3</sup>/sec와 1.9gm/sec로 고정시키고, 본류의 조건만을 150~500cm<sup>3</sup>/sec 및 2.3~6.7gm/sec의 범위내에서 바꾸

어가며 21회의 실험을 실시했다(표 1). 하도가 큰 사적으로 평형상태에 도달한 시점에서 포인트케이

Table 1. Results of experimental runs

Run	$Q$ $cm^3/s$	$Q_s$ $gm/s$	$c$ $cm^2$	$v$ $cm/s$	$w$ $cm$	$d$ $cm$	$f$	$s$ $\%$
1	150	2.3	5.1	29.4	9.5	0.54	17.7	29.6
			7.3	34.1	10.3	0.72	14.3	27.6
2	150	2.9	5.0	30.3	8.8	0.56	15.8	33.6
			7.2	34.6	10.3	0.71	14.5	29.0
3	150	3.4	4.9	30.7	9.7	0.50	19.5	37.4
			7.5	33.4	11.2	0.68	16.5	29.4
4	150	4.0	4.3	35.1	12.0	0.36	33.4	43.4
			6.0	41.9	13.4	0.45	29.8	30.6
5	200	2.3	6.7	29.8	9.1	0.75	12.3	24.2
			8.5	35.2	11.1	0.78	14.2	28.8
6	200	3.0	6.2	32.1	9.5	0.66	14.4	26.5
			7.8	38.5	9.4	0.83	11.4	26.5
7	200	3.8	6.6	30.5	11.3	0.59	19.1	37.4
			8.3	36.2	12.5	0.67	18.7	27.0
8	200	4.5	5.4	36.7	10.2	0.53	19.3	32.0
			8.3	36.1	10.9	0.77	14.2	30.8
9	250	2.3	7.0	35.6	8.7	0.81	10.7	20.8
			9.6	36.6	10.5	0.91	11.5	23.7
10	250	3.5	9.0	27.8	12.4	0.73	17.0	26.5
			10.0	34.9	12.8	0.79	16.2	23.8
11	250	4.7	8.0	31.4	13.0	0.61	21.3	29.6
			9.0	38.9	13.2	0.69	19.1	26.9
12	250	5.9	6.5	38.5	11.6	0.56	20.8	32.7
			9.0	38.6	12.6	0.72	17.5	28.7
13	300	2.3	9.1	32.8	9.8	0.93	10.6	16.3
			10.7	37.4	11.4	0.95	12.0	19.5
14	300	4.0	9.4	31.8	14.1	0.68	20.7	32.8
			9.9	40.5	12.0	0.82	14.7	24.4
15	300	5.7	8.4	35.8	13.2	0.64	20.6	28.3
			11.1	35.9	15.7	0.71	22.1	31.7
16	350	2.3	10.2	34.2	10.8	0.97	11.2	14.6
			10.8	41.5	9.8	1.11	8.8	18.7
17	350	4.5	11.3	30.9	14.8	0.77	19.2	20.1
			11.7	38.4	12.8	0.92	13.9	23.9
18	350	6.7	11.6	30.1	19.8	0.59	33.6	35.5
			11.1	40.7	14.4	0.77	18.6	34.7
19	400	2.3	10.2	39.1	8.5	1.21	7.0	12.6
			12.0	41.6	10.0	1.23	8.2	17.8
20	400	5.0	10.9	36.7	14.6	0.75	19.5	26.1
			10.8	46.2	12.5	0.87	14.3	23.3
21	500	6.7	11.6	43.2	16.3	0.71	22.9	22.5
			13.9	43.0	17.0	0.81	21.3	27.7

$Q$  is water discharge,  $Q_s$  is sediment load,  $c$  is channel capacity,  $w$  is width,  $d$  is average depth,  $v$  is average velocity,  $f$  is form ratio, and  $s$  is channel slope. Upper and lower indicate pre-confluent and post-confluent channels, respectively.

지(point gauge)를 사용하여 수면의 높이를 계측한 뒤 급수를 중단하고 하도횡단면을 5~10mm 간격으로 계측했다. 수면과 횡단면의 계측은 합류점으로부터 상류측 50cm와 하류측 100cm 구간에서 하도를 따라 10cm 간격으로 실시했다. 각측량선의 하도횡단형상으로부터 하폭과 평균수심을 결정하고 구간별로 각각의 평균치를 구했다. 유속은 유량을 평균하도단면적으로 나누어 결정했으며, 하도경사는 측량선의 평균하상고를 구한 뒤 각측량선의 하상고를 최소자승법에 의해 근사화시킨 직선의 기울기로서 결정했다. 실험이 끝나면 물로 포화된 하도 근방의 실험재료를 모두 제거하고, 처음 양생해

놓았던 새 재료로 갈아 채운 뒤 동일한 수순으로 다음 실험을 실시하여 실험의 동질성을 유지했다. 각실험의 통수시간은 약 2시간 반부터 4시간이다.

### 3. 실험결과 및 고찰

#### 1) 하도특성치와 수리조건과의 관계

그림 3에는 유량과 하도특성치의 관계가 표시되어 있는데, 일반적으로 수리기하는 이러한 관계에 근거하여 다음과 같이 간단한 세 멱함수식으로 표현된다(Leopold and Maddock, 1953).

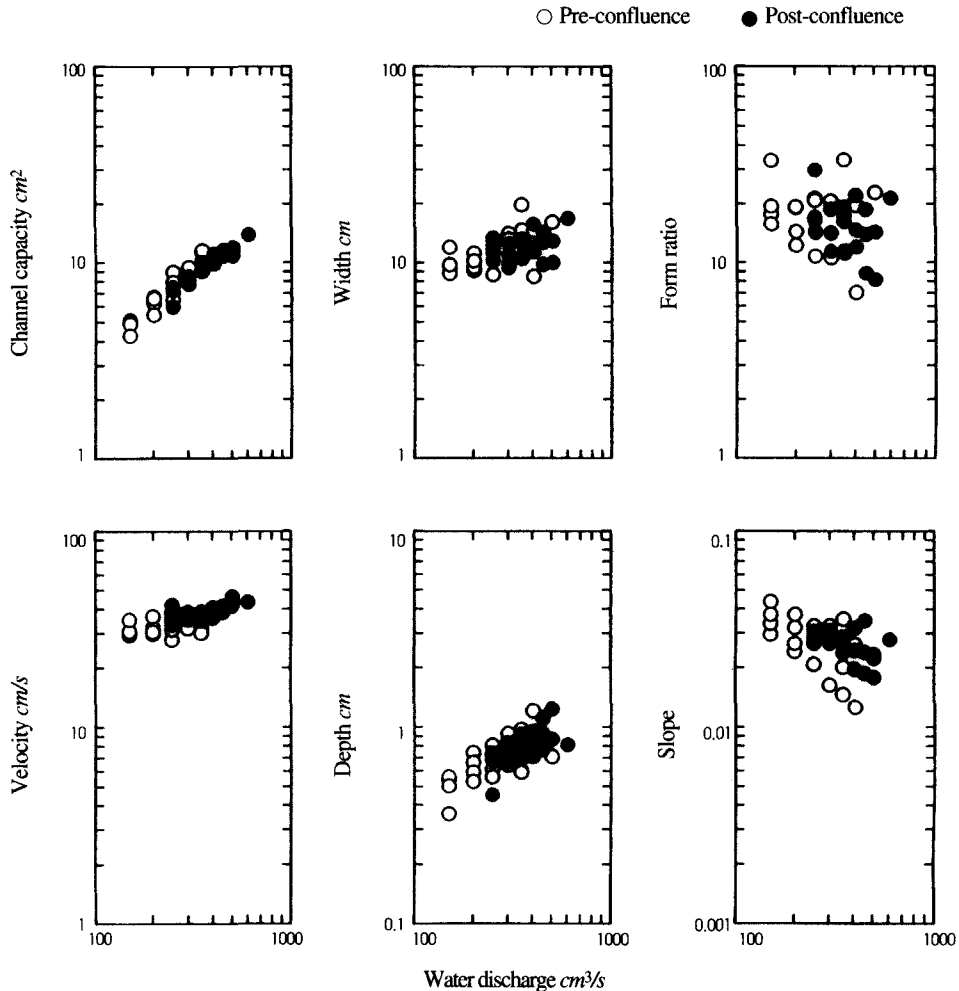


Figure 3. Relations between water discharge and channel characteristics

$$w = aQ^b$$

$$d = cQ^f$$

$$v = kQ^m$$

여기에서  $w$ 는 하폭,  $d$ 는 평균수심,  $v$ 는 평균유속,  $Q$ 는 유량이며  $a, c, k$ 는 경험상수,  $b, f, m$ 은 지수이다. 또한 유량은 하폭, 수심, 유속의 곱에 해당하므로

$$b + f + m = 1$$

$$a \cdot c \cdot k = 1$$

이라는 관계가 성립한다. 본 실험에서도 유량이 증가함에 따라 하폭, 평균수심 및 평균유속이 증가하는데, 합류 전후를 다 포함시켜 각각의 변화율을 나타내면  $b$ 는 0.27,  $f$ 는 0.49,  $m$ 은 0.24이다. 하도단면

적은 하폭과 평균수심의 곱에 해당하므로 그 증가율은 0.76이 되며 유속의 증가율에 비하여 세 배이상 크다. 하폭의 증가율이 수심의 증가율보다 작아 하폭/평균수심으로 나타내는 형상비는 유량이 증가함에 따라 작아지며 하도경사도 유량의 0.38제곱으로 감소한다. 이 결과를 종래의 수로실험(예를 들면 Wolman and Brush, 1961; Ackers, 1964; 仲井·池田, 1984)과 비교하면 지수에 다소간의 차이를 보인다. 본 실험에서는  $m$ 의 값이 비교적 크고  $b$ 가  $f$ 보다 작으므로 형상비가 유량에 대하여 반비례하는 관계가 성립한다. 이러한 차이는 종래의 실험에서는 응집력이 결여된 모래만이 사용된데 비하여, 본 실험에서는 벤토나이트를 혼합한 모래를 사

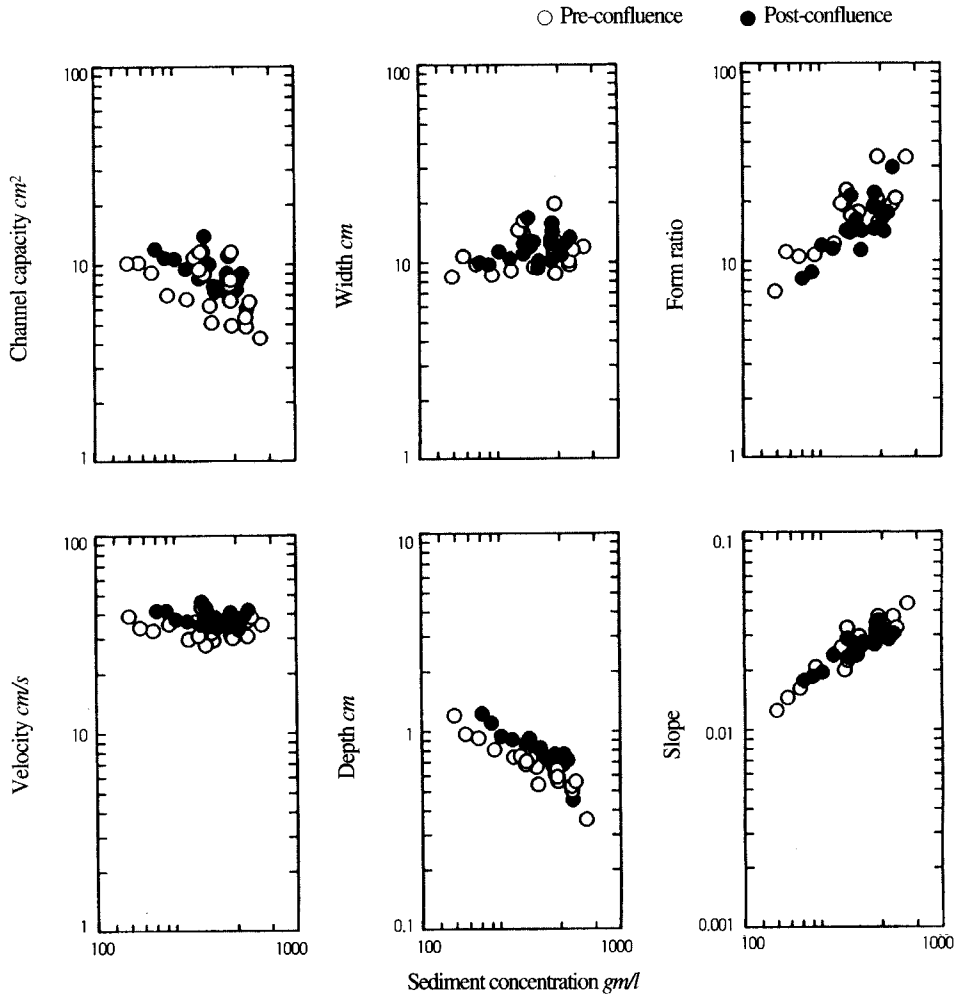


Figure 4. Relations between sediment concentration and channel characteristics

용하여 하안의 저항력을 증대시켰기 때문이다. Morisawa(1985, pp.72-76)에 의하면 하도의 횡단형에 따라서 유량증가에 의한 하도형상의 변화양상이 달라지는데, 하안구성물질의 응집력이 하도의 횡단형에 크게 영향을 미친다(Schumm, 1960; Knighton, 1974). 따라서 본 실험에서는 응집성재료에 의해 유수에 대한 하안의 저항력이 증대됨으로써  $f$ 보다 작은  $b$ , 하도단면적의 비교적 작은 증가율이라는 결과를 가져왔다.

한편, 단위유량당 유송토사의 중량 즉 유사농도(sediment concentration)를 독립변수로 하여 하도특성치와의 관계를 나타낸 것이 그림 4이다. 이 관계는 유량의 경우와 크게 다른데, 유사농도가 증가함에 따라 하폭이 약간 커지는데 비하여 평균수심은 감소를 보인다. 하폭의 증가율이 수심의 감소율보

다 작으므로 유사농도의 증가에 대하여 하도단면적은 감소하며 형상비는 반대로 증가한다. 하도의 횡단형은 유송토사의 유형과도 밀접한 관계를 갖는데, 소류하중(bedload)이 증가하는 경우에는 수심이 얇고 하폭이 넓은 즉 형상비가 큰 하도형상이 유사운송에 효율적이다(Morisawa, 1985, pp.79-82). 본 실험에서 부유하중(suspended load)은 미량이며 대부분의 유사는 소류양식으로 운송되기 때문에 유사농도의 증가가 형상비를 증대시켰다고 생각된다. 또한 하도경사도 유사농도의 증가와 함께 커지는데, 이는 유송토사량이 증가함에 따라 하천은 하도경사의 증가를 통하여 소류력(tractive force)을 증대시키기 때문이다(Lane, 1955).

유량(표 2), 유사농도(표 3)와 하도특성치간의 상관관계를 살펴보면 각특성치에 따라 상이한 양

Table 2. Water discharge-channel characteristics regression equations

Channel characteristics	Regression equation	R <sup>2</sup> × 100(%)
Channel capacity, cm <sup>2</sup>	$c=0.11Q^{0.76}$	91
Width, cm	$w=2.52Q^{0.27}$	24
Depth, cm	$d=0.04Q^{0.49}$	51
Velocity, cm/s	$v=9.27Q^{0.24}$	48
Form ratio	$f=60.2Q^{-0.23}$	6
Channel slope, × 10 <sup>-3</sup>	$s=0.21Q^{-0.36}$	25

$Q$  is water discharge(cm<sup>3</sup>/s) and R<sup>2</sup> is coefficient of determination.

Table 3. Sediment concentration-channel characteristics regression equations

Channel characteristics	Regression equation	R <sup>2</sup> × 100(%)
Channel capacity, cm <sup>2</sup>	$c=24.9C^{-0.40}$	25
Width, cm	$w=7.47C^{0.17}$	9
Depth, cm	$d=33.9C^{-0.57}$	67
Velocity, cm/s	$v=40.0C^{-0.04}$	2
Form ratio	$f=2.20C^{0.74}$	60
Channel slope, × 10 <sup>-3</sup>	$s=4.48C^{0.66}$	84

$C$  is sediment concentration(gm/l) and R<sup>2</sup> is coefficient of determination.

Table 4. Comparison between regression equations of pre-confluence and post-confluence channels

Channel characteristics	Pre-confluence	Post-confluence
Channel capacity, $cm^2$	$c=0.07Q^{0.84}$	$c=0.10Q^{0.76}$
Velocity, $cm/s$	$v=13.9Q^{0.16}$	$v=9.56Q^{0.24}$
Channel slope, $\times 10^{-3}$	$s=3.89C^{0.72}$	$s=6.03C^{0.54}$

$Q$  is water discharge( $cm^3/s$ ) and  $C$  is sediment concentration( $gm/l$ ).

상을 보이는데, 유량의 경우에는 하도단면적이 결정계수 0.91로 가장 높은 상관도를 보인다. 그러나 하폭(0.24)과 평균수심(0.51)은 유량과의 상관도가 낮아 형상비(0.06)는 유량과 거의 상관이 없으며 하도경사도 결정계수 0.25에 불과하다. 이에 비하여 유사농도의 경우는 가장 높은 상관도를 보이는 하도특성치가 하도경사로서 결정계수는 0.84에 이른다. 그러나 하도단면적의 결정계수는 0.25에 불과하며 유속(0.02)은 상관을 보이지 않는다. 하폭(0.09)의 상관관계도 높지 않지만 평균수심(0.67)과 형상비(0.60)는 유사농도에 대하여 비교적 높은 상관도를 보인다. 이와 같이 두 독립변수와 하도특성치의 관계에서 하도횡단면의 크기와 형태가 각기 다른 요소에 지배됨을 알 수 있다. 즉 하도의 단면적과 유속이 주로 유량의 지배를 받는데 비하여,

그 형태와 경사는 유량만으로는 설명되지 않으며 유량과 유송토사량을 모두 고려한 유사농도에 의해 결정된다.

### 2) 합류점의 유속증가

합류 전후의 하도를 대상으로 구한 회귀식을 비교하면 지수에 다소간의 차이를 확인할 수 있다 (표 4). 즉 하도단면적과 하도경사는 합류전 하도에서 그 변화율이 높는데 비하여, 유속의 경우는 반대로 합류후 하도에서 크게 나타난다. 합류점을 경계로 일어나는 이러한 차이는 유수의 수렴과 관련된 현상으로 볼 수 있다. 그림 5는 합류하는 본류와 지류의 유량비에 대하여 합류점에서 일어나는 두 하천의 하도단면적( $c$ )의 변화율을 나타내는데, 각각의 변화율은 다음과 같이 단순하

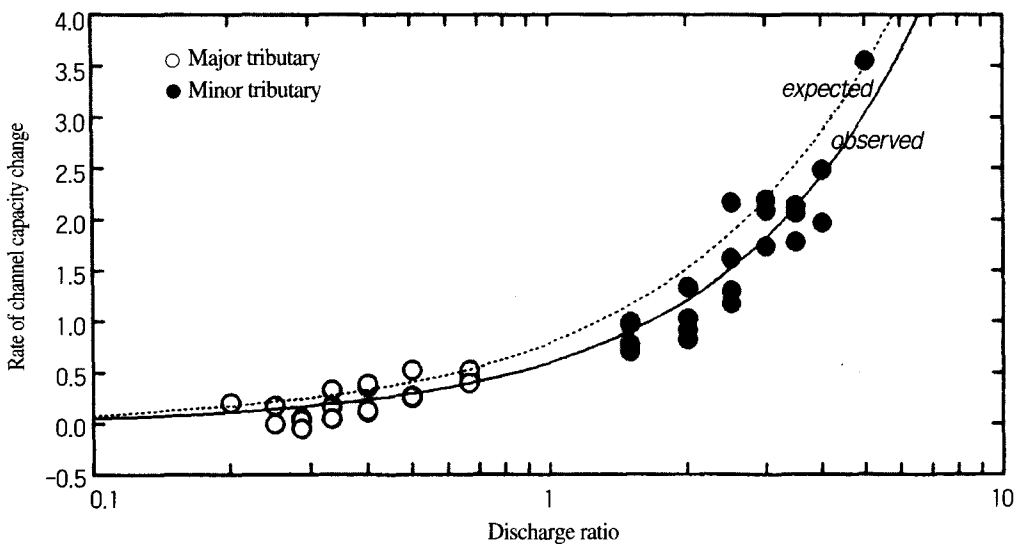


Figure 5. Relation between rate of channel capacity change and discharge ratio



게 구했다.

$$\delta c = (c_1 - c_2)/c_2$$

여기에서 첨자 1은 합류후의 하천, 2는 합류전의 본류와 지류를 가리킨다. 그림 5에서 실선은 하도 단면적의 실제 변화치를 표시하고 있으며, 파선은 합류전 하천을 대상으로 구한 회귀식에 근거하여 계산한 변화의 예측치이다. 관측치와 예측치에는 상당한 차이가 있는데, 합류후에 하도단면적은 항상 예측치보다 소폭으로 증가함을 알 수 있다. 한편, 합류하는 본류와 지류의 유사농도비에 대하여 합류를 통한 각하천의 하도경사의 변화율을 나타낸 것이 그림 6이다. 관측치에는 분산이 보이지만 실선으로 근사화했다. 그림 6에서 유사농도비 1.0은 합류하는 두 하천의 유사농도가 같음을 의미한다. 즉 합류로 인하여 유량과 유사량이 증가하지만 유사농도는 변화하지 않는다. 따라서 유사농도와 높은 상관관을 보이는 하도경사는 합류후에도 변화하지 않으리라고 예상된다. 그러나 관측치를 보면 하도경사는 합류전에 비하여 완만해짐을 알 수 있다.

이상의 하도단면적과 하도경사의 변화에서 보이는 예측치와 관측치간의 상위는 합류점에서 발생하는 유속의 급격한 증가와 밀접한 관련을 갖는다. 즉 유량증가에 상응하는 변화이상으로 증가하는 합류점의 유속에 대하여 예상을 밀도는 하도단면

적과 하도경사의 변화가 균형을 취함으로써 유수의 연속방정식(flow continuity)이 성립한다. 하천합류점에서 유수의 수렴에 의해 일어나는 유속의 급증은 일찍부터 알려진 현상으로 예를 들면 Lyell(1853, p.207)은 이탈리아 포(Po)강의 합류점에서 관찰된 유속증가를 보고하고 있다. 합류점의 유속증가에 대해서는 다양하게 설명되고 있는데, Lyell(1853, p.207)은 합류로 인하여 하안수가 반으로 줄어들어 마찰력이 저하된 결과로서 보았다. 한편, Best and Reid(1984), Best(1988)에 의하면 합류점에서는 유수의 방향전환이 일어나며 그 과정에서 합류점 근방에 박리역(separation zone)이 나타난다. 박리역의 출현은 수류의 압축을 통해 실질적으로 하도단면적을 감소시키며, 그 결과 상대적으로 유속은 증가하게 된다. 또한 합류점의 하상에는 나선류(helicoidal flow)에 의한 국소적인 세굴현상이 일어나는데(Mosley, 1976; Ashmore, 1982), Roy et al(1988)은 세굴부 측벽의 급경사가 수류를 가속시킨다고 보았다. 고정상(fixed bed) 수로실험(Taylor, 1944; 板倉, 1972)에서도 합류점의 수심저하가 결과적으로 하도단면적의 축소와 유속증가를 가져오는 등 예상을 상회하는 유속증가는 합류점에서 일어나는 보편적인 현상으로서 특히 본 실험 조건과 같이 Y자의 대칭형으로 합류각도가 예각인 경우에 유속증가는 현저하게 나타난다(金,

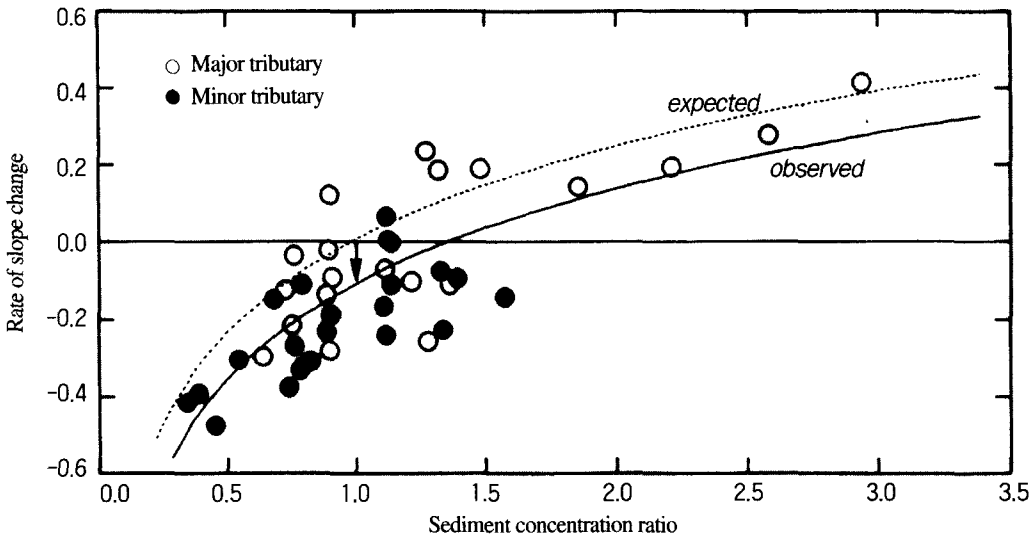


Figure 6. Relation between rate of channel slope change and sediment concentration ratio

1996). 그러나 합류점의 유속증가와 그에 따른 하도특성치의 예상외의 변화는 confluence hydrodynamic zone(Kenworthy and Rhoads, 1995)이라는 합류점 근방의 일정 범위내에 한정된 국지적인 현상으로 이 범위를 벗어나게 되면 하도특성치는 기본적으로 수리조건에 의해 지배를 받는다(金, 1996). 이 범위에는 합류하천의 수리조건 뿐만 아니라 합류각도와 같은 비수리적인 요소도 관련된다. 따라서 종래의 수리기하에서는 전혀 고려되지 않은 합류의 평면형태도 합류점에서 일어나는 하도조정을 정확하게 인식하기 위해서는 생략할 수 없는 요소이다.

### 3) 합류점의 하도조정양식

수리기하에 따르면 유량증가를 의미하는 합류에 의한 하도특성치의 변화는 다음과 같이 예상된다(Leopold and Maddock, 1953).

$$c^+, w^+, d^+, v^+, f^+, s^-$$

여기에서  $c$ 는 하도단면적,  $w$ 는 하폭,  $d$ 는 평균수심,  $v$ 는 평균유속,  $f$ 는 형상비(하폭/평균수심),  $s$ 는 하도경사이며, 정부의 부호는 각하도특성치가 변화하는 방향을 나타낸다. 그러나 실험결과를 살펴보면 합류점에서 일어나는 하도특성치의 변화는 단순하지 않다(표 1). 전반적으로 하도단면적, 평균유속, 수심은 예상에 준하는 변화를 보이는데 비하여, 하폭, 형상비, 하도경사는 다양하게 변화한다. 즉 합류에 의해서도 하폭과 형상비는 감소할 수 있으며 하도경사 또한 증가할 수 있다.

하도특성치별로 살펴보면 대부분의 합류점에서 본류의 하도단면적은 증가하며, 합류하천의 유량비가 작은 두 경우(run 18과 20)에서만 약간의 감소가 일어났다. 하폭과 수심은 상이한 변화양상을 보이는데 하폭의 변화가 더 다양하다. 즉 약간의 증가를 보인 세 경우를 포함하여 본류의 하폭은 71%의 합류점에서 커졌다. 그러나 한 합류점(run 6)에서는 실질적인 변화가 일어나지 않았으며, 유량비가 비교적 작은 다섯 합류점(run 14, 16, 17, 18 및 20)에서는 하폭이 감소했다. 수심은 예상되는 변화에 가장 잘 부합하는데, 실질적인 변화가 일어나지 않은 두 경우(run 13과 19)를 제외하면 모든 합류점에서 수심의 증가를 확인할 수 있었다. 평균

유속도 예상되는 변화를 보여 약 90%의 합류점에서 합류후 유속의 증가가 일어났으며, 두 경우(run 8과 21)에서만 소폭으로 감소했다. 형상비는 예상과 가장 일치하지 않는 변화를 보였는데 단지 24%의 합류점(run 5, 9, 13, 15 및 19)에서만 형상비의 증가가 일어났으며, 약간의 변화를 보인 두 경우(run 7과 10)를 포함하여 대부분의 합류점에서 오히려 형상비는 감소했다. 하도경사도 57%의 합류점에서만 감소를 보였으며, 변화가 일어나지 않은 한 경우(run 6)를 포함하여 43%의 합류점(run 5, 9, 13, 15, 16, 17, 19 및 21)에서는 예상과 다른 변화가 일어났다. 이상으로부터 하도단면적, 평균유속, 수심이 전반적으로 예상되는 증가를 보인다고는 하지만 하폭, 형상비, 하도경사가 다양하게 변화한다는 사실은 합류점의 하도조정이 유량에 의해서만 지배되지 않음을 단적으로 나타낸다고 할 수 있다.

한편, 하도특성치는 유량 뿐만 아니라 유송토사량의 변동에 대해서도 반응한다는 점을 고려하여 Schumm(1969)은 유량과 유송토사량의 증감을 조합함으로써 다음과 같은 네 경우에 대하여 하도특성치의 변화양상을 정리했다.

$$\begin{aligned} Q^+ Qs^+ &\sim w^+ d^+ f^+ s^+ \\ Q^+ Qs^- &\sim w^\pm d^+ f^- s^- \\ Q^- Qs^+ &\sim w^\pm d^- f^+ s^+ \\ Q^- Qs^- &\sim w^- d^- f^- s^- \end{aligned}$$

여기에서  $Q$ 는 유량,  $Qs$ 는 유송토사량이며, 정부의 부호는 두 요소의 증감을 나타낸다. 하천합류는 하도형성과 관련된 홍수류(peak flow)가 동일시각에 합류점에 도달하지 않는다고 해도 반드시 유량과 유송토사량이 증가한다. 따라서 하천합류는 Schumm(1969)이 설정한 첫 번째 상황에 해당하지만 실험결과는 이와는 다소 상이한 양상으로 나타났다.

본 실험에서 하도횡단면의 크기와 형태는 각기 다른 요소에 지배되기 때문에 상기의 유송토사량 대신에 유사농도에 착안하면 하도조정양상을 표 5와 같이 정리할 수 있다. 즉 합류점에서 일어나는 유량과 유송토사량의 증가율에 따라서 유사농도는 증가, 감소 및 변화를 보이지 않는 세 유형으로 나타나게 된다. 따라서 유량과 유사농도의 변화에 근

Table 5. Classifications of changes in channel characteristics based upon changes in sediment concentration at stream confluences

Run	Channel characteristics				C
	c	v	f	s	
5	+	+	+	+	increase
9	+	+	+	+	
13	+	+	+	+	
16	+	+	-	+	
19	+	.	+	+	
1	+	+	-	-	slight increase
6	+	+	-	.	
10	+	+	.	-	
14	+	+	-	-	
17	.	+	-	+	
20	.	+	-	-	
21	+	.	-	+	
2	+	+	-	-	constant
7	+	+	.	-	
11	+	+	-	-	
15	+	.	+	+	
18	.	+	-	.	
3	+	+	-	-	decrease
4	+	+	-	-	
8	+	.	-	.	
12	+	.	-	-	

c is channel capacity, v is average velocity, f is form ratio, s is channel slope, and C is sediment concentration, respectively.

+: increase    .: slight change    -: decrease

거하여 실험결과를 분류하면 합류점에서 일어나는 하도특성치의 변화양상은 다음과 같이 정리된다.

$$Q^+ C^- \sim c^+ v^+ f^- s^-$$

$$Q^+ C^0 \sim c^+ v^+ f^- s^{\pm}$$

$$Q^+ C^+ \sim c^+ v^+ f^+ s^+$$

여기에서 Q는 유량, C는 유사농도이다. 단, 유사

농도의 증가가 크지 않은 경우에는 변화하지 않는 유형에 포함시켰다. 이것은 유속급증에 따른 영향으로 인하여 유사농도의 증가가 하도특성치 변화에 잘 반영되지 않기 때문이다. 따라서 상기의 관계식은 예각의 대칭적인 형태로 합류하는 바꾸어 말하면 유속증가가 현저하게 일어나는 합류점에서 유사농도의 변화에 의해 상이한 하도조정이 일어나를 정성적으로 나타내고 있다. 즉 합류점의 하도특성치 변화는 유량증가에 의해 하도단면적과 유속의 증가가 일어난다. 그러나 하도횡단면의 형태와 하도경사에는 유량 뿐만 아니라 유송토사량의 증가도 작용하므로 유사농도의 변동상황에 따라 다양한 양상을 보인다.

하도특성치의 변화는 전통적으로 수리기하에 근거하여 파악되어 왔다. 이러한 배경에는 수리기하의 개념이 지닌 단순성이 작용하고 있기 때문이지만, 이 개념에는 본질적으로 현상의 지나친 단순화에 따른 한계점도 내포되어 있다. 이러한 결점을 보완하기 위한 방법으로서 상기에서와 같이 Schumm(1969)은 유송토사량을 추가시켜 두 독립조건의 조합에 따른 네 상황에 대하여 하도특성치 변화를 유형화하고 있다. 그러나 본 연구에서 유송토사량은 유량을 통하여 간접적으로 하도특성치에 작용하는 요소이므로 유량(Q)과 유사농도(C)의 변동상황을 고려하여  $Q^+ C^-$ ,  $Q^- C^-$ ,  $Q^+ C^0$ ,  $Q^- C^0$ ,  $Q^+ C^+$ ,  $Q^- C^+$ 와 같은 여섯 유형의 상황으로서 하도조정을 파악하는 것이 보다 현실적이라고 생각된다.

#### 4. 결 론

합류에 의한 하도특성치의 변화는 매우 다양하며 수리기하에 근거한 경험적인 관계식과는 반드시 일치하지 않는다. 따라서 합류점에서 일어나는 하도조정양상과 그 변화에 영향을 미치는 요소를 조사하기 위하여 수리조건이 다른 두 하천을 합류시키는 수로실험을 실시했다. 그 결과 다음과 같은 점이 밝혀졌다.

1) 하도횡단면의 크기와 형태는 각기 다른 요소의 지배를 받는다. 즉 하도의 단면적과 유속이 주로 유량의 영향을 받는데 비하여, 형태와 경사는

유사농도라는 유량과 유송토사량의 상호관계에 의해 결정된다.

2) 합류점에서는 유량과 유송토사량이 모두 증가하지만 두 요소의 상대적인 증가율에 따라서 유사농도는 증가, 감소 및 변화를 보이지 않는 세 경우로 나타나게 된다. 따라서 합류점의 하도조정양상은 주로 유사농도의 변동에 따라서 다음의 세 유형으로 정리된다.

$$Q^+ C^- \sim c^+ v^+ f^- s^-$$

$$Q^+ C^0 \sim c^+ v^+ f^- s^\pm$$

$$Q^+ C^+ \sim c^+ v^+ f^+ s^+$$

3) 합류점에서는 수류의 수렴에 의해 유속이 급증하기 때문에 하도단면적이나 하도경사는 예상보다 작은 변화를 보인다. 따라서 유사농도가 크게 증가하지 않는 경우에는 합류점의 하도특성치 변화에 그 영향이 나타나기 어렵다.

## 사 사

실험에 도움을 준 東京都立大學 지리학교실의 野上道男교수와 清野裕一씨에게 감사드립니다.

## 文 獻

金泰鎬, 1996, 合流点の流路形状に及ぼす合流の平面形と角度の影響に関する水路實驗, 地學雜誌, 105, 198-207.

島津弘, 1991, 山地河川の支流における礫徑および河床形態の縦斷變化と本流への礫供給, 地理學評論, 64A, 569-580.

米山哲郎・松本榮次, 1993, 礫床河川における交互砂礫堆形成にともなう河岸の侵食, 筑波大學水理實驗センター報告, 17, 19-29.

杉谷隆, 1985, 傾動する模型水路における流路の状態變化と段丘形成について, 地理學評論, 58, 155-167.

仲井敬司・池田宏, 1984, 安全河道形状に関する實驗的研究, 筑波大學水理實驗センター報告, 8, 37-44.

板倉忠興, 1972, 河川合流点における流れの機構の研究, 第16次水理講演集, 16, 7-12.

野上道男・鹽道由道・吉村光敏・淺野俊雄, 1975, 實驗水路における流量・給砂量と沖積地の平衡勾配との關係, 地理學評論, 48, 685-693.

Ackers, P., 1964, Experiments on small streams in alluvium, *Jour. Hydraulics Div., A.S.C.E.*, 90, 1-37.

Ashmore, P., 1982, Laboratory modelling of gravel braided stream morphology, *Earth Surf. Proc. Landforms*, 7, 201-225.

Best, J.L., 1988, Sediment transport and bed morphology at river channel confluences, *Sedimentology*, 35, 481-498.

Best, J.L. and Ried, I., 1984, Separation zone at open-channel junctions, *Jour. Hydraulic Eng., A.S.C.E.*, 110, 1588-1594.

De Serras, B. and Roy, A.G., 1990, Flow direction and branching geometry at junctions in dendritic river networks, *Prof. Geogr.*, 42, 194-201.

Gardner, T.W., 1983, Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 664-672.

Gippel, C., 1985, Changes in stream channel morphology at tributary junctions: Lower Hunter Valley New South Wales, *Austra. Geogr. Studies*, 23, 291-307.

Haralick, R.M., Wang, S., Shapiro, L.G. and Campbell, J.B., 1985, Extraction of drainage networks by using the consistent labeling technique, *Rem. Sen. Environment*, 18, 163-175.

Howard, A.D., 1971, Optimal angles of stream junction: Geometric stability to capture and minimum power criteria, *Water Resour. Res.*, 7, 863-873.

Jin, D. and Schumm, S.A., 1986, A new technique for modelling river morphology, in K.S. Richards(ed), *Proc. First Int. Conf. Geom. Part I*, John Wiley, Chichester, 681-690.

Kenworthy, S.T. and Rhoads, B.L., 1995, Hydrologic control of spatial patterns of suspended

- sediment concentration at a stream confluence, *Jour. Hydrology*, 168, 251-263.
- Kim, T., 1996, Experimental study of changes in channel slope at stream confluences, *Quar. Jour. Geogr.*, 48, 179-187.
- Knighton, A.D., 1974, Variation in width-discharge relation and some implications for hydraulic geometry, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1069-1076.
- Knighton, A.D., 1980, Longitudinal changes in size and sorting of stream-bed material in four English rivers, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 91, 55-62.
- Knighton, A.D., 1987, River channel adjustment- the downstream dimension, in K.S.Richards(ed), *River channels: Environment and process*, Blackwell, London, 95-128.
- Knox, J.C., 1975, Concepts of the grade stream, in Melhorn, W.N. and Flemal, R.C. (eds), *Theories of landform development*, Binghamton, New York, 169-198.
- Lane, E.W., 1955, The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering, *Jour. Hydraulics Div., A.S.C.E.*, 81, 1-17.
- Leopold, L.B. and Bull, W.B., 1979, Base level, aggradation, and grade, *Proc. Am. Philos. Soc.*, 123, 168-202.
- Leopold, L.B. and Maddock, T., 1953, The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 252, 1-56.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G. and Miller, J.P., 1968, *Fluvial processes in geomorphology*, Freeman, San Francisco.
- Lyell, C., 1853, *The Principles of geology*, Appleton, New York.
- Mackin, J.H., 1948, Concept of the graded river, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 59, 463-512.
- Miller, J.P., 1958, High mountain streams: effects of geology on channel characteristics and bed material, *New Mexico Bur. Mines and Mineral Resour. Memoir*, 4, 1-53.
- Morisawa, M., 1985, *Rivers*, Longman, London.
- Mosley, M.P., 1976, An experimental study of channel confluences, *Jour. Geology*, 84, 535-562.
- Ohmori, H., 1991, Change in the mathematical function type describing the longitudinal profile of a river through an evolutionary process, *Jour. Geology*, 99, 97-110.
- Park, C.C., 1977, World-wide variations in hydraulic geometry exponents of stream channels: An analysis and some observations, *Jour. Hydrology*, 33, 133-146.
- Petts, G.E., 1984, Sedimentation within a regulated river, *Earth Surf. Proc. Landforms*, 9, 125-134.
- Pieri, D.C., 1984, Junction angles in drainage networks, *Jour. Geophys. Res.*, 89, 6878-6884.
- Pizzuto, J.E., 1994, The morphology of graded gravel rivers: a network perspective, *Geomorphology*, 5, 457-474.
- Playfair, J., 1802, *Illustrations of the Huttonian theory of the earth*, Creech, London.
- Rhoads, B.L., 1987, Changes in stream channel characteristics at tributary junctions, *Phys. Geogr.*, 8, 346-361.
- Rhodes, D.D., 1987, The b-f-m diagram for downstream hydraulic geometry, *Geogr. Annaler*, 69A, 147-161.
- Richards, K.S., 1980, A note on changes in channel geometry at tributary junctions, *Water Resour. Res.*, 16, 241-244.
- Roy, A.G. and Woldenberg, M.J., 1986, A model for changes in channel form at a river confluence, *Jour. Geology*, 94, 402-411.
- Roy, A.G. and Roy, R., 1988, Changes in channel size at river confluences with coarse bed material, *Earth Surf. Proc. Landforms*, 13, 77-84.
- Roy, A.G., Roy, R. and Bergeron, N., 1988, Hydraulic geometry and changes in flow velocity at a river confluence with coarse bed material, *Earth Surf. Proc. Landforms*, 13, 583-598.
- Schumm, S.A., 1960, The shape of alluvial channels in relation to sediment type, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 352B, 17-30.
- Schumm, S.A., 1969, River metamorphosis, *Jour. Hydraulics Div., A.S.C.E.*, 95, 255-273.

- Schumm,S.A., 1977, *The fluvial system*, John Wiley, New York.
- Schumm,S.A., Mosley,M.P. and Weaver,W.E., 1987, *Experimental fluvial geomorphology*, John Wiley, New York.
- Snow,R.S. and Slingerland,R.L, 1987, Mathematical modeling of graded river profiles, *Jour. Geology*, 95, 15-33.
- Taylor,E.H., 1944, Flow characteristics at rectangular open-channel junctions, *A.S.C.E., Trans.*, 109, 893-902.
- Wolman,M.G. and Brush,L.M., 1961, Factors controlling the size and shape of stream channels in coarse noncohesive sands, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 282, 183-210.