

혼합사로 구성된 하천에서 하상변동 및 유사의 입도분포 계산을 위한 수치모형 개발

A Numerical Model for Bed Elevation Change and Bed Material Sorting in the Channel of Non-uniform Sediment

장 창 래* / 정 관 수** / 김 재 한***

Jang, Chang-Lae / Jung, Kwansu / Kim, Jae-Han

Abstract

A computer model was proposed to simulate channel changes and bed material sorting of the meandering channels with different grain size in time and space simultaneously. The bed at the outside of the meandering channel with mixed sediments was scoured deeply and composed of coarser materials, and at the inside was aggradated and composed of finer materials. The sorting process started at the upstream inflection point and was finished at the downstream inflection point. At the natural with complicated boundaries and non-uniform grain sizes, the bed near the outside at the bend and narrow width was scoured deeper with coarse materials than in the channel with uniform grain sizes. The point bars showed up at the inside near the bend and the bed materials were finer. The bed at the outside near the bend and in the narrow width was scoured deeply with the coarser materials.

Keywords : Generalized coordinate system, meandering channels, uniform grain size, non-uniform grain size, sediment sorting

요 지

본 논문에서는 하상변동 및 유사입자의 시간적 공간적 분포를 동시에 모의할 수 있는 2차원 수치모형을 제시하였다. 사행수로의 하상변동은 만곡부의 외측에서는 하상이 세굴되고 훨씬 더 거친 입경의 재료로 구성되며, 만곡부의 내측에서는 하상이 상승하고, 세립토로 구성되었다. 또한 사행하천에서 흐름의 방향에 대한 입자분포 과정은 상류의 변곡점에서 시작하여, 하류 변곡점에서 마치게 되는 것을 보여주었다. 하천의 경계가 불규칙하고 복잡한 하천에서는 혼합사로 형성된 하천에서보다 균일사로 이루어진 하천에서 하상이 깊게 세굴되는 현상을 보여주었다. 혼합사로 이루어진 하천에서의 공간적 입도 분포는 사행하천에서와 마찬가지로 하상이 퇴적되는 사행의 내측에서는 세립토로 구성되고 하상이 세굴되는 외측에서는 굵은 입자로 구성되는 것을 보여주었으며, 하천 폭이 좁은 부분에서는 하상의 세굴 및 하상재료가 굵게 변화되는 것을 보여주었다.

핵심용어 : 일반 좌표계, 사행하천, 균일사, 혼합사, 입도분급(분포)

* 한국수자원공사 수자원연구원 수자원시스템 연구소
(E-mail : cljang@kowaco.or.kr)

** 충남대학교 토목공학과 부교수
(E-mail : ksjung@cnu.ac.kr)

*** 충남대학교 토목공학과 교수
(E-mail : kjh@cnu.ac.kr)

1. 서 론

하천의 지형변화 및 하상재료의 분급(分級, sorting) 과정을 이해하는 것은 하천을 관리하고 홍수로부터의 재난을 방지하기 위한 하천 공학적 목적과 어류의 서식지 확보 등 생태 공학적 목적에서 매우 중요하다. 또한 자연하천의 하상은 일반적으로 넓은 입도분포를 갖는 혼합사로 이루어져 있으며, 유사(砂)의 입도 분포는 시간과 공간에 따라 다양하게 분포되어 있다. 이에 대하여 한계소류력 및 유사량 변화가 균일한 하상토로 형성된 하천과는 다른 특성을 보여주고 있다(Hirano, 1971). 즉, 댐 등의 수공 구조물의 축조 등으로 인하여 하류부의 하상의 입도분포 변화 및 장갑화(armoring) 현상은 그 대표적인 예이며, 이 장갑화 현상은 하상저하를 제어하고, 식생 주변에서 형성된 분급 현상은 어류의 산란 및 서식지의 제공 등의 생태환경을 형성하고 유지하는 역할을 하고 있다. 따라서 하천의 계획 및 유지관리를 위하여, 하상변동을 예측할 뿐만 아니라, 그 입도 분포를 예측할 필요가 있으며, 이는 하천 공학상 매우 중요한 문제이다.

혼합사의 이송에 특징인 분급효과를 다루기 위해서는 입경별로 취급하는 것이 매우 중요한데, 입경별 유사량을 구하기 위하여 처음 시도한 것이 Einstein(1950)이며, Ashida와 Michiue (1971)도 혼합사의 유사량 공식을 제안하였다. 그러나 이들 공식은 입도분포의 시간적 변동과정이 도입되지 않았으므로, Hirano (1971)는 이를 보완하기 위하여 혼합사의 각 입경별 상호작용을 하상표면 바로 아래에 활동층 혹은 혼합층(active layer or exchange layer) 개념을 도입하여 유사의 연속방정식을 유도하였으며, 후에 많은 연구자들(Deigaard와 Fredsoe, 1978; Armanini와 Di Silvio, 1988; Parker, 1991)에 의하여 이 개념이 사용되었다. 그러나 이 모형은 경험적 공식으로써 하상토에서 작용하는 수직 분급기구(mechanisms)를 적절하게 표현하는 데는 한계성이 있으며, 이를 보완하기 위하여, 다양한 각도로 이론 및 실험적 연구가 진행되고 있다(Armanini, 1996; Blom, 2003).

Parker와 Andrews(1985)은 Kikkawa 등(1976)의 해석에 근거하여 사행하천에서 혼합사로 구성된 하천에서 입도분포의 시간적 변화를 예측할 수 있는 이론적 모형을 제안하였으며, Ashida 등(1991)은 하상경사 및 흐름 방향을 고려하여 직교곡선 좌표계를 사용하여 사행하천에서 하상변동 및 하상재료의 입도분포를 예측할 수 있는 수치모형을 제안하였다. Sun 등(2001)은 사행하천의 동적효과에 대하여 Johnsson과 Parker(1989)의 선

형이론과 Parker와 Andrews(1985)의 사행하천에서의 소류사 이송 및 소류사의 분급이론을 조합하여 사행하천에서 사주-만곡의 상호작용과 사행의 발달 및 하상토의 입도분포를 모의하기 위한 수치모형을 제안하였다.

본 연구에서는 사행하천에서 하상변동과 입도의 시간 및 공간적 분포를 예측하기 위하여 일반 좌표계를 이용하여 2차원 수치모형을 제시하였으며, Ashida 등(1990)의 실내 실험 자료로 검증하였다. 또한 형상이 상대적으로 복잡한 하천에 본 모형을 적용하여 균일사로 형성된 하천과 혼합사로 구성된 하천의 하상변동 차이를 모의하여 그 특징을 분석하였다.

2. 지배방정식

흐름의 지배 방정식은 평면 2차원 흐름의 연속 방정식 및 운동량 방정식이 있으며, 직교 좌표계에서 다음과 같이 표현된다.

연속 방정식

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} = 0 \quad (1)$$

운동량 방정식

$$\frac{\partial(uh)}{\partial t} + \frac{\partial(hu^2)}{\partial x} + \frac{\partial(huv)}{\partial y} \quad (2)$$

$$= -hg \frac{\partial H}{\partial x} - \frac{C_d u}{h} \sqrt{u^2 + v^2} + D^x$$

$$\frac{\partial(uh)}{\partial t} + \frac{\partial(huv)}{\partial x} + \frac{\partial(hv^2)}{\partial y} \quad (3)$$

$$= -hg \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{C_d v}{h} \sqrt{u^2 + v^2} + D^y$$

여기서, u 및 v 는 직교좌표계에서 x 와 y 방향으로의 수심 평균 유속이며, h 는 수심, H 는 기준면에서의 수면고(= $h + z_b$), z_b 는 기준면으로부터의 하상고, g 는 중력가속도, C_d 는 하상에서의 마찰계수이다. 또한 D^x 와 D^y 는 다음과 같이 표현할 수 있다.

$$D^x = \frac{\partial}{\partial x} \left[\nu_t \frac{\partial(uh)}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\nu_t \frac{\partial(uh)}{\partial y} \right] \quad (4)$$

$$D^y = \frac{\partial}{\partial x} \left[\nu_t \frac{\partial(vh)}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\nu_t \frac{\partial(vh)}{\partial y} \right] \quad (5)$$

여기서, ν_t 는 수심평균된 와(난류) 점성계수이다.

그러나 이들 직교 좌표계상에서는 하천의 경계가 불규칙하고 복잡한 하천을 모의하는데 한계가 있으며, 이

들 식을 일반 좌표계에서 다음 식 (6)과 (7)을 이용하여 좌표변환을 하면,

$$\frac{\partial}{\partial x} = \frac{\partial \xi}{\partial x} \frac{\partial}{\partial \xi} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial \eta} \quad (6)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} = \frac{\partial \xi}{\partial y} \frac{\partial}{\partial \xi} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial \eta} \quad (7)$$

다음과 같이 표시할 수 있다. 그림 1은 직교좌표계와 일반좌표계의 정의도를 나타내고 있다.

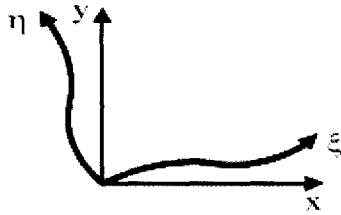


그림 1. 직교좌표계 및 일반좌표계의 정의도

연속 방정식

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{h}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{hu^\xi}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{hu^\eta}{J} \right) = 0 \quad (8)$$

운동량 방정식

$$\begin{aligned} \frac{\partial u^\xi}{\partial t} + u^\xi \frac{\partial u^\xi}{\partial \xi} + u^\eta \frac{\partial u^\xi}{\partial \eta} + \alpha_1 u^\xi u^\xi + \alpha_2 u^\xi u^\eta \\ + \alpha_3 u^\eta u^\eta = -g \left[(\xi_x^2 + \xi_y^2) \frac{\partial H}{\partial \xi} + (\xi_x \eta_x + \xi_y \eta_y) \right] \\ \frac{\partial H}{\partial \eta} - \frac{C_d u^\xi}{hJ} \sqrt{(\xi_x \eta_x + \xi_y \eta_y)^2 + (-\eta_x u^\xi + \xi_x u^\eta)^2} + D^\xi \end{aligned} \quad (9)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial u^\eta}{\partial t} + u^\xi \frac{\partial u^\eta}{\partial \xi} + u^\eta \frac{\partial u^\eta}{\partial \eta} + \alpha_4 u^\xi u^\xi + \alpha_5 u^\xi u^\eta \\ + \alpha_6 u^\eta u^\eta = -g \left[(\eta_x \xi_x + \eta_y \xi_y) \frac{\partial H}{\partial \xi} + (\xi_x^2 + \xi_y^2) \frac{\partial H}{\partial \eta} \right] \\ - \frac{C_d u^\eta}{hJ} \sqrt{(\eta_y u^\xi - \xi_y u^\eta)^2 + (-\eta_x u^\xi + \xi_x u^\eta)^2} + D^\eta \end{aligned} \quad (10)$$

여기서, ξ 및 η 는 일반 좌표계에서 공간 좌표 성분, J 는 Jacobian 이며, u^ξ 및 u^η 는 ξ 및 η 방향에서 유속의 성분이며, $u^\xi = \xi_x u + \xi_y v$ 및 $u^\eta = \eta_x u + \eta_y v$ 로 정의된다. 계수 $\alpha_1 \sim \alpha_6$ 는 다음과 같이 주어진다.

$$\alpha_1 = \xi_x \frac{\partial^2 x}{\partial \xi^2} + \xi_y \frac{\partial^2 y}{\partial \xi^2},$$

$$\alpha_2 = 2 \left(\xi_x \frac{\partial^2 x}{\partial \xi \partial \eta} + \xi_y \frac{\partial^2 y}{\partial \xi \partial \eta} \right),$$

$$\alpha_3 = \xi_x \frac{\partial^2 x}{\partial \eta^2} + \xi_y \frac{\partial^2 y}{\partial \eta^2}$$

$$\alpha_4 = \eta_x \frac{\partial^2 x}{\partial \xi^2} + \eta_y \frac{\partial^2 y}{\partial \xi^2},$$

$$\alpha_5 = 2 \left(\eta_x \frac{\partial^2 x}{\partial \xi \partial \eta} + \eta_y \frac{\partial^2 y}{\partial \xi \partial \eta} \right),$$

$$\alpha_6 = \eta_x \frac{\partial^2 x}{\partial \eta^2} + \eta_y \frac{\partial^2 y}{\partial \eta^2}$$

식 (9)과 식 (10)에서 확산항 D^ξ 와 D^η 는 다음과 같이 표현할 수 있다.

$$D^\xi = \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\nu_t \xi_x^2 \frac{\partial u^\xi}{\partial \xi} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\nu_t \eta_y^2 \frac{\partial u^\xi}{\partial \eta} \right) \quad (11)$$

$$D^\eta = \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\nu_t \xi_x^2 \frac{\partial u^\eta}{\partial \xi} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\nu_t \eta_y^2 \frac{\partial u^\eta}{\partial \eta} \right) \quad (12)$$

전단력을 선형 분포로 가정하여, 수심 평균 와(난류) 점성 계수, ν_t , 는 다음과 같다.

$$\nu_t = \frac{\kappa}{6} u_* h \quad (13)$$

여기서, κ 는 von Karman 상수 (=0.4), u_* 는 전단 속도 (= $n\sqrt{g(u^2 + v^2)}/h^{1/6}$)이다.

일반 좌표계에서 이차원 유사의 연속 방정식은 다음과 같다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{z_b}{J} \right) + \frac{1}{1-\lambda} \left[\frac{\partial}{\partial \xi} \left(-\frac{\sum q_{bi}^\xi}{J} \right) \right. \\ \left. + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(-\frac{\sum q_{bi}^\eta}{J} \right) \right] = 0 \end{aligned} \quad (14)$$

여기서, z_b 는 하상고, λ 는 하상재료의 공극률, $\sum q_{bi}^\xi$ 및 $\sum q_{bi}^\eta$ 는 ξ 및 η 방향에서 단위 폭당 소류수량이다.

q_{bi} 는 하상 재료의 입경별 소류수량이며, Ashida와 Michiue (1972)의 공식으로 다음과 같이 계산된다.

$$\frac{q_{bi}}{\sqrt{sg d_i^3}} = 17P_i \frac{u_*^{3/2}}{(sgd_i)^{3/2}} \left(1 - \frac{u_*^{2*ci}}{u_*^2} \right) \left(1 - \frac{u_*^{ci}}{u_*} \right) \quad (15)$$

여기서, s 는 수중에서 하상재료의 상대 밀도, g 는 중력가속도, d_i 는 각 입경별 소류사의 지름, u_* 는 마찰속도, u_{*e} 는 유효마찰속도, u_{*ci} 는 각 입경별 무차원 한계 소류력이다. 유효마찰속도 u_{*e} 는 다음과 같이 구할 수 있다.

$$\frac{u_*^\xi}{u_{*e}} = 6.0 + 5.75 \log \frac{h}{(1+2\tau_*)d_m} \quad (16)$$

여기서, u_*^ξ 는 ξ 방향으로의 유속이고, h 는 수심이 며, τ_* 는 무차원 소류력(= u_*/sgd_m)이고, d_m 은 유사 의 평균입경이다.

또한, 혼합사의 입경별 한계마찰속도 u_{*ci} 는 아래와 같이 Hirano(1971)가 수정한 Egiazaroff (1965)식을 사용하였다.

$$\frac{u_{*ci}^2}{u_{*cm}^2} = \frac{1.64}{(\log_{10} 19 \frac{d_i}{d_m})^2} \cdot \frac{d_i}{d_m} \frac{d_i}{d_m} \geq 0.4 \quad (17)$$

$$\frac{u_{*ci}^2}{u_{*cm}^2} = 0.85 \frac{d_i}{d_m} < 0.4 \quad (18)$$

여기서, u_{*m} 은 d_m 에 대한 한계마찰속도이며, Iwagaki(1956) 식으로 구하였다.

식(15)에서 P_i 는 교환층의 입경별 d_i 의 함유율이 며, 이를 계산하기 위하여, 하천에서 혼합사의 거동을 다루기 위해 가장 널리 사용되는 방법중의 하나가 Hirano(1971)의 방법이며, 이는 하상토의 각 입경의 상호작용은 그림 2에서 보여주는 바와 같이 하상표면 바로 아래에 위치한 혼합층 내에서 유사의 연속 방정식으로 계산되며, 일반좌표계에서 다음과 같이 표현된다.

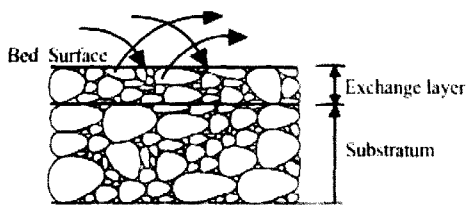


그림 2. 하상 모형도

$$\delta \frac{\partial P_i}{\partial t} + P_i^* \frac{\partial z}{\partial t} + \frac{1}{(1-\lambda)} \left[\frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{q_{bi}^\xi}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{q_{bi}^\eta}{J} \right) \right] = 0 \quad (19)$$

$$\frac{\partial z}{\partial t} \geq 0 \text{ 일 때 } P_i^* = p_i \quad (20)$$

$$\frac{\partial z}{\partial t} < 0 \text{ 일 때 } P_i^* = p_0 \quad (21)$$

여기서, J 는 Jacobian, q_{bi}^ξ 및 q_{bi}^η 는 일반 좌표 계의 ξ 및 η 방향에서 입경별 소류사량, δ 는 혼합층의 두께이며, 본 계산에서는 최대입경($d_{90} = 1.8\text{mm}$)으로 가정하였다.

사행하천에서 주 흐름 방향에 대한 횡단 방향에서 소류사의 이송률을 계산하기 위하여, 원심력에 의한 이차류 및 횡방향 경사가 고려되었다. 그러나, 부유사의 계산은 본 연구에서는 제외되었다.

ξ 및 η 방향에서 유사량은 Watanabe 등(2001)이 제시한 방법을 사용하였으며, 다음과 같이 계산된다.

$$q_{bi}^\xi = q_{bi} \left[\frac{u_b^\xi}{V_b} - \gamma \left(\frac{\partial z_b}{\partial \xi} + \cos \theta \frac{\partial z_b}{\partial \eta} \right) \right] \quad (22)$$

$$q_{bi}^\eta = q_{bi} \left[\frac{u_b^\eta}{V_b} - \gamma \left(\frac{\partial z_b}{\partial \eta} + \cos \theta \frac{\partial z_b}{\partial \xi} \right) \right] \quad (23)$$

여기서, u_b^ξ 및 u_b^η 는 ξ 및 η 방향으로 하상부근에서 유속, V_b 는 하상부근에서 유속, θ 는 ξ 와 η 의 교차 각, $\gamma = \sqrt{\frac{\tau_{*c}}{\mu_s \mu_k \tau_*}}$, μ_s 는 Coulomb의 정적 마찰계수(=1.0), μ_k 는 Coulomb의 동적 마찰계수(=0.45)이다.

유선 방향으로의 하상부근에서 유속은 다음과 같이 가정된다.

$$u_b^s = \beta V \quad (24)$$

여기서, V 는 수심 평균 유속이다.

β 는 Engelund (1974)의 가정에 따라 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$\beta = 3(1-\sigma)(3-\sigma), \sigma = \frac{3}{\phi x + 1} \quad (25)$$

여기서, ϕ 는 속도계수(= V/u_*), x 는 von Karman 상수(=0.4)이다.

유선이 굽어질 때, 이차류가 원심력의 변화에 의해 발생하며, 이것을 고려하여 유선에 수직방향의 하상 부

근에서 유속은 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$u_b^n = u_b^s N_* \frac{h}{r_s} \quad (26)$$

여기서, r_s 는 유선의 곡률 반경, N_* 는 이차류 강도 계수이며, 본 연구에서는 Engelund (1974)에 의한 제시된 7.0을 사용하였다.

식 (26)에서 유선의 곡률은 다음과 같다.

$$\frac{1}{r_s} = \frac{1}{V^3} \left[u^2 \left(\xi_x \frac{\partial v}{\partial \xi} + \eta_x \frac{\partial u}{\partial \eta} \right) + uv \left(\xi_x \frac{\partial v}{\partial \xi} + \eta_y \frac{\partial v}{\partial \eta} \right) - uv \left(\xi_x \frac{\partial u}{\partial \xi} + \eta_y \frac{\partial u}{\partial \eta} \right) - v^2 \left(\xi_y \frac{\partial u}{\partial \xi} + \eta_y \frac{\partial u}{\partial \eta} \right) \right] \quad (27)$$

수치해석 기법으로는 엇갈린 격자(staggered grid) 상에서 CIP(Cubic Interpolated Pseudoparticle)법이 이류항에 적용되었으며, 중앙차분법이 확산항에 적용되었다. 경계조건으로는 상류와 하류의 흐름조건을 같게 하는 주기경계조건(Periodic boundary conditions)을 사용하였다. 또한 하상변동을 계산하기 위하여 유사의 유입 조건도 하류의 유사량을 상류에서 유사 유입량으로 사용하는 주기경계조건(Periodic boundary conditions)을 사용하였다. 측벽에서는 측벽에 수직으로 유속이 없는 것으로 가정하였으며, 흐름 방향으로는 slip 조건으로 가정하였다.

3. 모형의 검증

본 수치모형은 Ashida 등(1990)의 실내 실험을 재현하기 위하여 적용되었다. 주기성을 갖는 sine-generated 곡선(Langbein and Leopold, 1966)의 사행수로는 다음 식을 이용하여 초기수로를 만들었다.

$$\theta = \theta_{\max} \sin(2\pi s/L) \quad (28)$$

여기서, θ 는 x 축과의 편각, θ_{\max} 는 θ 의 최대각, L 은 사행길이, s 는 사행수로 중심곡선을 따라 계산된 거리이다. 사행수로는 수로 전체 길이 10m에 대하여 4개의 파장을 배치하였으며, 측정은 상류로부터 3번째 파장의 사행수로에서 수행되었다.

실내 실험은 하상경사가 0.009인 수로에서 $\theta_{\max} = 35^\circ$ 의 각도를 갖는 초기 사인생성 곡선(sine-generated curve)의 사행하천에서 수행되었다. 사행 길이 L 은 220cm 이고, 하폭 B 는 20cm 이다. 실내실험을 위한 수리조건으로 유량 Q 는 3.6 l/s, 수심 h 는 4.26cm 로

유지되었으며, 하상재료는 평균 입경 $D_m = 1.7\text{mm}$ 이고, 표준편차 ($\sigma = \sqrt{D_{84}/D_{16}}$) = 2.2 였으며, 그림 3에서는 하상재료의 입도분포를 보여주고 있다.

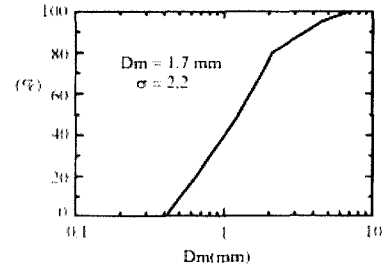


그림 3. 하상재료의 입도 분포도

수치 모의를 하기 위하여 계산 조건은 실내 실험 조건과 같은 조건을 사용하였으며, 계산 격자로는 흐름의 수직방향으로는 5개, 흐름방향으로는 67개를 사용하였다. 실험 및 계산은 하상이 동적 평형상태에 이르렀을 때, 즉 10분 후 종료하였다.

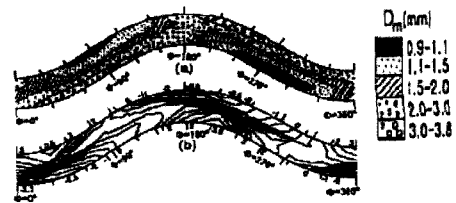


그림 4. Ashida 등 (1991)의 실내실험결과 :

(a) 하상재료의 입도분포도 (b) 평형상태에서 하상변동(실험시간:10분), 흐름은 좌에서 우이다.

그림 4(a)는 실험 후 하상토의 입경 분포를 나타낸 것이며, 하상의 재료는 만곡부의 외측보다 내측에서 훨씬 세립한 입자이다. 그림 4(b)는 사행수로의 하상변동을 나타낸 것이며, 훨씬 더 거친 입경의 재료로 구성되며, 하상이 세립되는 것을 보여주고 있다. 또한 만곡부의 내측에서 하상이 세립토로 구성되며 하상이 상승되는 것을 나타내고 있다. 그림 5(a)는 하상재료의 공간적 입도분포를 계산한 결과를 보여주고 있으며, 하상변동은 그림 5(b)에서 보여주고 있으며, 수치모의 결과는 실내 실험치와 거의 일치함을 보여주고 있다. 또한 사행하천에서 흐름의 방향에 대한 입자분포 과정은 상류의 변곡점에서 시작하여, 하류 변곡점에서 마치게 된다. 이것은 Parker와 Andrews(1985)의 이론적 설명과 일치함을 보여주고 있다.

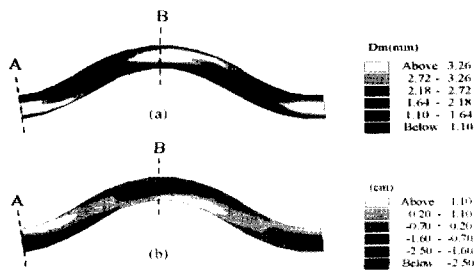


그림 5. 수치모의 결과 : (a) 하상재료의 입도분포 : (b) 평형상태에서 하상변동(계산 시간 : 10분)이며, (+)는 하상 상승을 나타내고, (-)는 하상 저하를 나타낸다. 흐름은 좌에서 우이다.

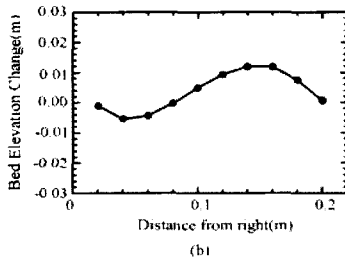
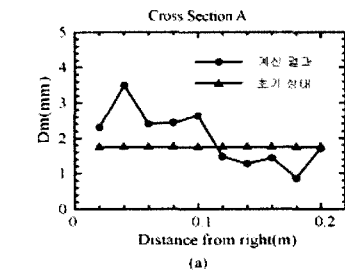


그림 6. 계산에 의한 단면 A에서: (a) 입도분포: (b) 평형 상태에서 하상변동

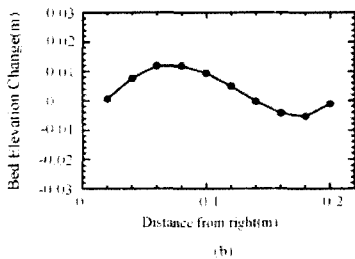
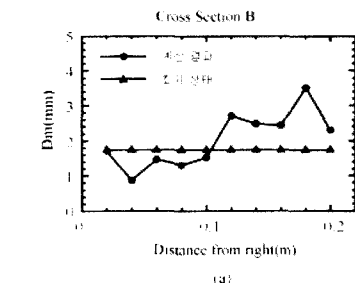


그림 7. 계산에 의한 단면 B에서: (a) 입도분포 : (b) 평형상태에서 하상변동

그림 6과 7에서는 사행하천의 만곡부에서 하상변동에 따른 하상표면에서 평균입도 분포를 정량적으로 비교하여 보았다. 하상이 저하함에 따라 하상표면에서 입자의 평균입경은 증가하였고, 하상이 상승함에 따라 입자의 평균입경은 작아졌다.

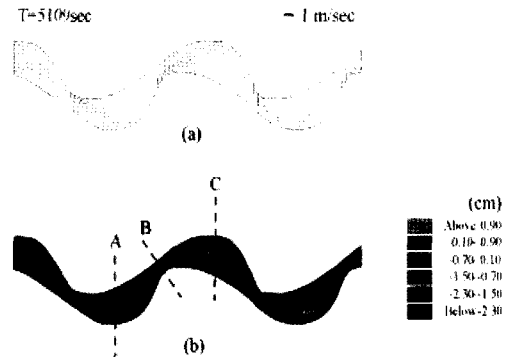


그림 8. 균일사 이루어진 경계가 복잡한 하천에서 수치모의 결과: (a) 평균유속 분포: (b) 평형상태에서 하상변동이며, (+)는 하상 상승을 나타내며, (-)는 하상 저하를 나타낸다. 흐름은 좌에서 우이다.

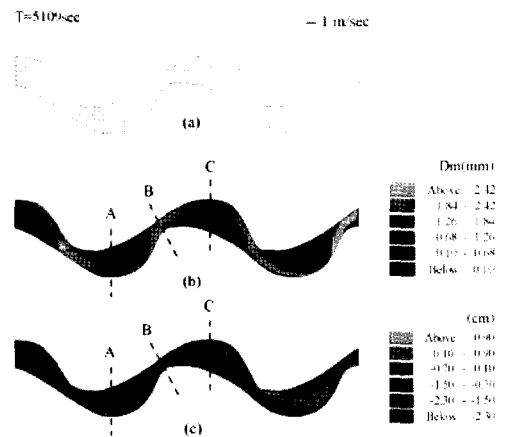


그림 9. 혼합사로 이루어진 경계가 복잡한 하천에서 수치모의 결과: (a) 평균 유속분포: (b) 하상재료의 입도 분포: (c) 평형상태에서 하상변동이며 (+)는 하상 상승을 나타내며, (-)는 하상 저하를 나타낸다. 흐름은 좌에서 우이다.

그림 8은 균일사로 이루어진 하천 형상이 복잡한 가상하천에서 하상 변동을 모의한 결과를 보여주고 있으며, 그림 9는 혼합사로 이루어진 가상하천에서의 하상변동과 하상재료의 공간적 입도 분포를 보여주고 있다. 수치모의를 하기 위한 수리조건은 가상하천 길이는 9.4m이고, 평균 하폭은 0.75m 이며, 초기 하상 경사는 1/161 이며, 하상재료의 평균입경 $D_m = 1.1 \text{ mm}$ 이고,

$D_{90} = 1.8 \text{ mm}$ 이며, 유량 Q 는 1.5 (l/s) 이다. 계산 격자로는 흐름의 수직방향으로는 7개, 흐름방향으로는 90개를 사용하였다. 계산은 하상이 거의 평형상태(equilibrium state)에 이르렀을 때, 즉 85분 후 종료하였다. 또한 일반적으로 실내에서 수행되는 수리구조물 등에 의한 국부세굴 등의 이동상 실험에서 하상변동을 계속할 때는 하상변동이 거의 없는 평형상태(equilibrium state)에 도달했을 때 수행되어야 하며, 본 계산에서도 평형상태(equilibrium state)에서 종료하였다.

하상은 오목한 부분의 외측에서는 2차류에 의해 깊게 세굴되며, 내측은 상대적으로 가는 하상토로 퇴적되며, 하폭이 좁은 부분에서는 흐름이 집중되어 유속이 크게 되므로(그림 8(a)와 그림 9(a)), 소류력이 커지게 되어 깊게 세굴되었다(그림 8(b)와 그림 9(c)). 그림 9(b)는 하상변동에 따른 하상 표층에서 하상토의 평균 입경 변화를 보여주고 있다.

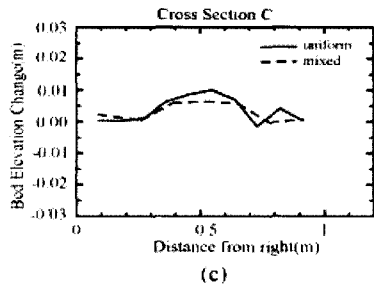
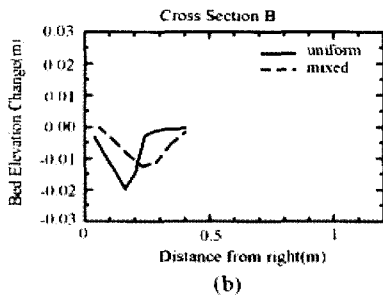
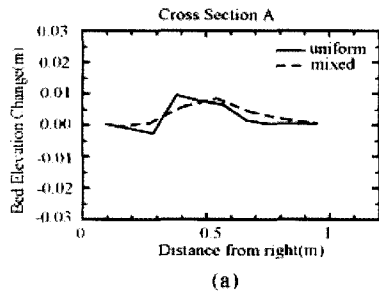


그림 10. 경계가 복잡한 균일사로 이루어진 하천(그림 8)과 혼합사로 이루어진 하천(그림 9)에 대한 수치모의에 의한 각 단면 (a) 단면 A: (b) 단면 B: (c) 단면 C에서 하상변동 결과의 비교

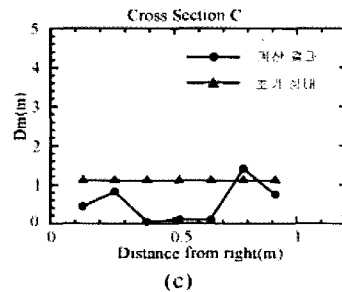
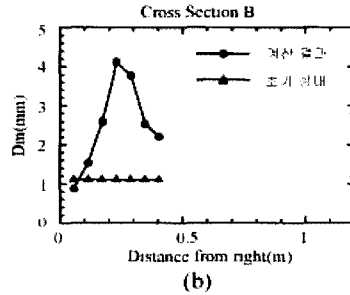
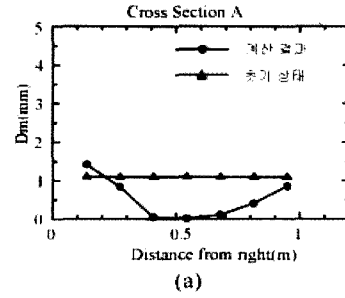


그림 11. 경계가 복잡한 혼합사로 이루어진 하천(그림 9)에 대한 수치모의 결과 각 단면 (a) 단면 A: (b) 단면 B: (c) 단면 C에서 입도분포 결과

그림 10에서는 혼합사로 이루어진 하천과 균일사로 이루어진 하천에서 하상변동의 차이를 만곡부(그림 10(a)와(c))와 하폭이 좁아지는 단면(그림 10(b))에서 하상변동을 정량적으로 비교하여 보았다. 균일사로 이루어진 하상은 혼합사로 이루어진 하상보다 깊게 세굴되었으며, 이것은 혼합사로 구성된 하천에서는 하상이 세굴될 때, 장갑화 현상에 의하여 하상변동이 제어되기 때문일 것이다.

그림 9와 그림 11에서는 혼합사로 구성되고 경계가 복잡한 하천에서 하상변동과 하상재료의 입도 분급과정을 보여주고 있다. 시간이 지나면서, 사주가 이동하지 않은 고정사주(point bar)가 만곡부의 내부에 발달하게 되며, 하상이 상승하였다. 하상재료는 훨씬더 가는 입자로 분급되고, 하상이 세굴되는 만곡부의 외측에서는 굵은 입자로 형성되어 갔다. 흐름이 집중되는 하천 폭이 좁은 부분에서도 또한 하상이 깊게 세굴되며, 이에 따라 하상재료는 굵은 입자로 분급되는 것을 보여 주었다.

4. 결 론

본 논문에서는 하상변동 및 하상입자의 시간적 공간적 분포를 동시에 모의할 수 있는 2차원 수치모형을 제시하였다. 수치모의 결과는 Ashida 등(1970)의 사행하천의 실내 실험 결과와 비교되었으며, 실험 결과에 잘 일치되었다. 사행수로의 하상변동은 만곡부의 외측에서는 하상이 세굴되고 훨씬 더 거친 입경의 재료로 구성되며, 만곡부의 내측에서는 하상이 상승하고, 세립토로 구성되는 것을 나타내고 있다. 또한 사행하천에서 흐름의 방향에 대한 입자분포 과정은 상류의 변곡점에서 시작하여, 하류 변곡점에서 마치게 되는 것을 보여주었다. 하천의 경계가 불규칙하고 복잡한 하천에서는 균일사로 이루어진 하천에서 혼합사로 형성된 하천에서 보다 깊게 세굴되는 현상을 보여주었으며, 혼합사로 이루어진 하천에서의 공간적 입도 분포는 사행하천에서와 마찬가지로 하상이 퇴적되는 사행의 내측에서는 세립토로 구성되고 하상이 저하되고 외측에서는 굵은 입자로 구성되는 것을 보여주었으며, 하천 폭이 좁은 부분에서는 하상의 세굴 및 하상재료가 굵게 변화되는 것을 보여주었다.

본 연구에서 수치모형의 검증단계에서 Ashida 등(1990)의 실내 실험 자료에 유속분포자료가 없으므로, 유속분포 비교되지 못하였다. 실제하천에서 본 모형의 적용성을 검토해야 하지만, 공간적으로 하상도의 입도 분포를 조사한 자료를 구하는데 많은 한계성이 있으며, 앞으로 실제하천에서 그 적용성을 검토하는 것이 필요하다. 또한 실제 하천은 홍수에 의해 하안침식으로 인한 하천의 경계가 매우 복잡하고 불규칙하게 변하고 있으므로, 하천의 평면변화를 고려한 하상재료의 입도분포를 모의할 필요가 있다.

감사의 글

저자는 본 연구를 할 수 있도록 많은 배려와 제언을 아끼지 않고 도움을 주신 홋카이도 대학(Hokkaido University)의 Yasuyuki Shimizu 교수님께 감사를 드린다.

참 고 문 헌

Armanini, A. (1996). "Non-uniform sediment transport: dynamics of the active layer." *J. Hydraul. Res.*, IAHR, Vol., 33, No. 35 pp. 611-622.
Armanini, A., and Di Silvio, G. (1988). "A one-dimensional model for the transport of a sediment mixture in non-equilibrium conditions."

J. Hydraul. Res., IAHR, Vol., 26, No. 3, pp. 275-292.
Ashida, K., Egashira, s., Liu, B., and Umemoto, M. (1990). "Sorting and bed topography in meandering channels." *Annuals, Discs. Prev. Res. Inst.*, Kyoto Univ., No. 33 B-2, pp.261-279.
Ashida, K., Egashira, S., and Liu, B. (1991). "Numerical method on sediment sorting and bed variation on meander channels." *Ann. J. Hyd. Eng.*, JSCE, Vol 35, pp. 383-390.
Ashida, K., and Michiue, M. (1972) "Study on hydraulic resistance and bedload transport rate in alluvial streams." *Trans, JSCE*, 206, pp.59-69.
Blom, A. (2003). "Accounting for vertical sorting in river morphodynamics." *3rd IAHR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*, Barcelona, Spain, Sept., 1-5, pp. 223-235.
Deigaard, R., and Fredsoe, J. (1978). "Longitudinal grain sorting by current in alluvial stream." *Nordic Hydrology*, 9, pp. 7-16.
Egiazaroff, I.V. (1965). "Calculation of nonuniform sediment concentrations." *J. Hyd. Div.*, ASCE, Vol 91, No Hy4, pp.225-247.
Einstein, H. A. (1950). "The bed load function of sediment transportation in open channel flows." *Technical bulletin 1026*, USDA, Soil conservation service.
Engelund, F. (1974). "Flow and bed topography in channel beds." *J. Hyd. Div.*, ASCE, No 100. Hy11, pp.1631-1648.
Hirano, M. (1971). "River bed degradation with armoring." *Proc. JSCE*, No 195, pp.55-65.
Iwagaki, Y. (1956). "Hydrodynamical study on critical tractive force." *Proc. JSCE*, No 41, pp.1-21.
Johannesson, J., and Parker, G.(1989). Linear theory of river meanders. in *River Meandering, Water Resour., Monogr. Ser.*, vol. 12, edited by S. Ikeda and G. Parker, pp. 181-213, AGU, Washington, D.C.
Kikkawa, H., Ikeda, S., and Kitagawa, A. (1976). "Flow and bed topography in curved open channels." *J. Hyd. Div.*, ASCE, No 102. Hy9, pp.1327-1342.
Langbein, L. B., and Leopold, M. G. (1966). "River meanders and the theory of minimum variance." *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 442-H.
Parker, G. (1991). "Selective sorting and abrasion of river gravel. I : Theory." *J. Hyd. Eng.*, ASCE, No 117. Hy 2, pp.131-149.
Parker, G., and Andrews, E.D. (1985). "Sorting of bed load sediment by flow in meander bends." *Water Resour. Res.*, Vol. 21, No.9, pp.1361-1373.

Sun, T., Meakin, P., and Jossang, T.(2001) "A computer model for meandering rivers with multiple and bedload sediment sizes 2 Computer simulations." *Water Resour. Res.*, Vol. 37, No. 8, pp. 2243-2258.

Watanabe, A., Fukuoka, S., Yasutake, Y., and

Kawaguchi, H. (2001) "Groyne arrangements made of natural willows for reducing bed deformation in a curved channel." *Advance in River Engineering*, 7, 285-290.

(논문번호:03-100/접수:2003.10.30/심사완료:2004.04.27)