

하구사주의 생성 및 발달을 해석하기 위한 수치모델의 개발 Development of a Numerical Model to Analyze the Formation and Development Process of River Mouth Bars

김연중* · 우정운** · 윤종성*** · 김명규****

Yeon-Joong Kim*, Joung-Woon Woo**, Jong-Sung Yoon*** and Myoung-Kyu Kim****

요지 : 해안침식의 근본적 대책으로서 감소한 공급 토사량 회복을 포함한 종합 토사관리 대책이 유효하지만, 계획에 있어서는 하천에서 바다로 유출된 토사 가운데 어느 정도의 양이 어느 정도의 속도로 해안에 다시 공급되는 토사량의 평가와 이를 위해서는 하천과 바다의 결절점인 하구지역에서 발생하는 토사의 이동 메커니즘 분석이 매우 중요하다. 하지만 지금까지 홍수 시의 하구사주 붓고(flushing) 과정을 해석하는 수치모델에 관한 연구는 진행되고 있지만 하구사주의 형성 및 발달 과정을 해석하는 수치모델은 아직 확립되어 있지 않은 것이 현재의 연구 진행상태이다. 본 연구에서는 종합토사관리를 위해 유출된 토사가 회복되는 토사량의 평가를 위해 파랑변형, 유황계산 및 지형변화 모델을 구축하여 하구사주의 생성과정을 수치해석을 통한 재현을 목적으로 한다. 하구사주의 생성과정을 모의하였으며 에너지 파랑 및 작용 시간의 개념을 도입하여 장기간 표사이동의 예측을 실시하였다. 계산에 필요한 외력조건은 하구사주가 지배적으로 발달하는 동계시 작용하는 파랑조건과 하천의 유량을 고려하였으며 초기지형은 홍수시 마읍천의 하구사주가 붓고(flushing)된 직후의 지형정보를 초기조건으로 설정하였다. 그 결과 입사파향에 따라 해빈류에 의해 하구사주의 발달과 생성과정을 재현하였으며 초기지형으로부터 약 66시간 경과 후 맹방하구 사주의 형태로 발달되는 것으로 나타났다.

핵심용어 : 사주생성, 하구사주, 종합표사수지, 해안침식

Abstract : An integrated sediment management approach that includes the recovery of the amount of declined sediment supply is effective as a fundamental solution to coastal erosion. During planning, it is essential to analyze the transfer mechanism of the sediments generated from estuaries (the junction between a river and sea) to assess the amount and rate of sediment discharge (from the river to sea) supplied back to the coast. Although numerical models that interpret the tidal sand bar flushing process during flooding have been studied, thus far, there has been no study focusing on the formation and development processes of tidal sand bars. Therefore, this study aims to construct wave deformation, flow regime calculation, and topographic change analysis models to assess the amount of recovered sediment discharge and reproduce the tidal sand bar formation process through numerical analysis for integrated littoral drift management. The tidal sand bar formation process was simulated, and the wave energy and duration of action concepts were implemented to predict the long-term littoral movement. The river flux and wave conditions during winter when tidal sand bars dominantly develop were considered as the external force conditions required for calculation. The initial condition of the topographic data directly after the Maeupcheon tidal sand bar flushing during flooding was set as the initial topography. Consequently, the tidal sand bar formation and development due to nearshore currents dependent on the incident wave direction were reproduced. Approximately 66 h after the initial topography, a sand bar formation was observed at the Maeng-bang estuary.

Keywords : Sand bar formation, River mouth bar, Aggregate littoral drift budget, Beach erosion

*인제대학교 토목도시공학부 연구교수(Research Professor, Department of Civil and Urban Engineering, Inje University)

**인제대학교 토목도시공학부 석사과정 (Master's student, Department of Civil and Urban Engineering, Inje University)

***인제대학교 토목도시공학부 교수(Professor, Department of Civil and Urban Engineering, Inje University)

****HTI코리아, R&D센터 부장 (Corresponding author: Myoung Kyu Kim, General Manager, Research Center, Hydro Technology Institute Korea, 240, Jungang-daero, Dong-gu, Busan, 48732, Korea, Tel: +82-51-717-0295, Fax: +82-51-711-7081, k98514007@gmail.com)

1. 서 론

우리나라 연안은 연안 및 하천으로부터 공급되는 유사(유효유사량) 및 표사의 이동 불균형으로 인해 침식 및 퇴적이 간헐적으로 발생하여 특히 통해 지역에서는 심각한 연안침식이 초래되고 있다. 연안침식은 그 원인에 따라 크게 장시간에 걸쳐 낮은 강도로 침식이 발생하는 자연현상의 하나로 이해할 수 있는 자연적 연안침식과 특정 구조물의 설치 등으로 인해 급작스럽게 발생하는 인위적 연안침식으로 구분할 수 있다. 이처럼 연안침식에 대한 정확한 진단을 내리기 위해서는 침퇴적을 초래하는 원인에 대한 정확한 판단과 지역적 특성을 고려한 유역 및 해역에서 발생하는 토사의 이동 메커니즘의 종합적인 평가 체계가 요구된다.

해양국가 대부분은 산업화·도시화에 따른 지표피복, 하천정비, 댐·보 건설 등에 의한 유상으로부터의 토사공급 감소, 항만·호안 등 해안구조물 증가에 따른 연안표사계 교란과 연안 모래 채취 등 다양한 인위적 원인, 그리고 지표면 침식유평, 해수면 상승 및 폭풍·해일 내습빈도·강도 증가를 유발하는 기후변화 등 자연적 원인에 의한 해안침식을 저감하기 위한 연구가 진행되고 있다.

해빈(beach)을 유지하고 있는 해역에서 발생하는 토사의 이동은 하천으로부터의 토사공급(Q_R), 해빈의 좌우측 경계 및 파랑작용에 의해 이동한계 수심 경계로부터의 유입과 유출 토사에 의해 정선이 변화하게 된다(Fig. 1). 이처럼 해빈변형은

특히 포말대(swash zone)에서 파랑의 영향을 받아 활발하게 변형이 발생하여 포말대 내에서의 토사이동에 관한 연구가 활발히 진행되고 있다. 하천에서 해역으로 유입되는 토사가 유입되는 과정에 대한 연구(Milliman and Meade, 1983)가 진행되었고, Delft3D 모델을 이용한 파랑변화에 따른 연안표사 수치 분석(Kim et al., 2019)과 표사이동 관련 매개변수의 민감도 분석(Yang and Son, 2019)을 수행하였다. 해빈과정의 해안선 변화에 관한 실험적 연구(Son and Lee, 2000), 수치 모델을 통한 해안선 변형 예측(Park et al., 1993) 및 고파랑에 의한 해안 침식폭 예측 예측 모델인 HaeSaBeenN을 통한 침식한계선(Erosion control line) 설정(Park et al., 2019) 등 토사이동에 따른 해안선 변화예측에 관한 연구를 수행하였다. 한편 쇄파대내 파의 소상영역(swash zone)과 쇄파대 밖에서는 파랑에 의한 유체운동에 의하여 소류사(bed load) 형태로 퇴적물이 수송된다. 기후변화에 따른 해수면 상승과 함께 극한폭풍, 슈퍼태풍, 이상너울 등과 같은 영향으로 연안에 집중되는 재해를 저감하고 관리하기 위해서는 해빈표사의 이동이 극심하게 발생하는 포말대에서의 수리현상을 거동을 명확히 이해하기 위한 연구의 필요성이 강조되고 있다(Lee and Hur, 2019).

하구사주가 존재하는 하천은 중소하천을 포함해 전국에 많이 존재하고 있다. 사주는 홍수파에 의해 축소 및 소멸되고 다시 평상시의 파랑작용에 의해 회복되는 등 작용하는 외력에 따라 복잡하게 지형이 변화하는 특징이 있다(Fig. 2). 적

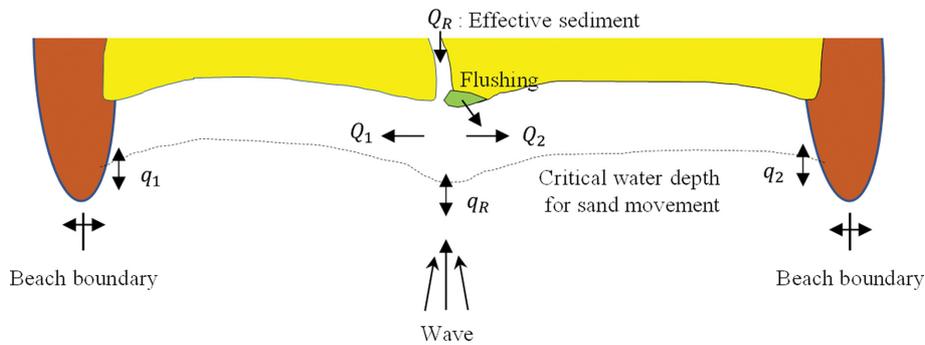


Fig. 1. Principal components involved in littoral sediment budget.



(a) Flooding (2014. 08)



(b) Ordinary (2015. 02)

Fig. 2. Tidal sand bar flushing and formation (Japan Kumano River).

절한 규모의 사주가 존재하는 하천에서는 하천 상류측으로 발생하는 파랑에너지의 소상을 억제하고 염분의 침투를 방지하며 양호한 하구부 기수역 환경을 유지하는 등의 생태학적 및 방재적인 기능이 있다. 하지만 극도로 발달한 사주는 오히려 홍수시 원활한 유출이 억제되어 하천 수위를 상승시키고 하구가 막혀 물순환을 저해하는 문제가 발생한다.

현재 하구사주 붕괴(flushing) 과정(Kim et al., 2020)과 하구사주의 형성 및 발달 과정(Yoon et al., 2005)을 포함한 해안영역에서의 지형변화 예측에서는 외력으로 작용하는 파랑과 하천류의 양방향 외력이 동시에 작용하며 이 외력간에는 시간스케일과 서로 다른 현상이 발생하기 때문에 수치해석이 매우 난해하고 정량적인 예측과 실제 현상의 관측이 매우 어려워 여전히 초기 단계의 연구가 진행되고 있다.

하지만 해안침식의 근본적 대책으로서 감소한 공급 토사량 회복을 포함한 종합 토사관리 대책이 유효하지만, 계획에 있어서는 하천에서 바다로 유출된 토사 가운데 어느 정도의 양이 어느 정도의 속도로 해안에 다시 공급되는 토사량의 평가와 이를 위해서는 하천과 바다의 결절점인 하구지역에서 발생하는 토사의 이동 메커니즘 분석이 매우 중요하다.

따라서 본 연구에서는 강원도 맹방해변에서 홍수파에 의한 사주붕괴(flushing) 이후 변형된 주변해역의 지형으로부터 동계시 작용하는 파랑에 의해 하구사주가 다시 발달 및 형성되는 과정을 모의하기 위한 수치모델 개발을 목적으로 한다. 수치모델의 개발은 파랑변형 모델, 해빈류 계산 모델, 지형변동 모델로 구성하며 외력산정은 하구사주의 생성 현상을 재현하기 위해 계절별 파랑 특성을 분석하여 에너지 파랑 및 작용

시간의 개념을 도입하여 장기간 표사이동의 예측 계산을 수행하였고, 그 결과 맹방해변에서의 붕괴된 사주지형이 원래의 모습으로 회복되는 과정을 재현하였다.

2. 연구지역

본 연구의 검토대상지역인 맹방해변은 해양수산부 연안침식 현황 자료(Ministry of Oceans and Fisheries, 2019)에서 2016년부터 “심각” 판정을 받은 해변으로 연안침식 저감을 위한 대책이 요구되는 지역 중 한 곳이다. 강원도 삼척시에 위치한 맹방해변은 북으로부터 평균 약 45° 기울어진 준(quasi)일차형 개방 해안으로 북쪽으로는 맹방해변과 남쪽으로는 덕산해변이 있으며 두 해변을 경계로 덕봉산과 마음천이 해역으로 토사가 공급되는 지리적 특징이 있다. 홍수시 발생하는 하천의 흐름에 따라 변화하는 하구사주의 특성을 조사하기 위해 CCTV를 설치하여 상시 관측을 수행하였다(Fig. 3). 2020년 9월에 우리나라에 상륙한 태풍 9호 마이삭에 의해 집중호우가 발생하였으며 이때 덕산해변으로 월류하는 현상이 CCTV를 통해 확인되었다. 이처럼 마음천으로부터 공급되는 토사(유효유사량)는 마음천으로 방향으로 지배적인 흐름이 발생하여 덕산해변으로의 직접적인 토사공급은 차단된 형태를 나타내지만, Kim et al.(2020)의 연구 결과에서는 홍수시 마음천의 하천유량이 약 600 m³/sec을 초과하면 덕산해변으로의 월류가 발생하며 하천유량이 약 1,050 m³/sec을 초과하면 맹방해변과 덕봉산 사이에 발달된 하구사주가 붕괴되는 것으로 나타났다.



Fig. 3. Characteristics of sandbar collapse due to overflow.



Fig. 4. Characteristics of tidal sand bar in Gangwon-do Maengbang Beach.

맹방해변의 파랑특성을 분석하기 위해 NOAA WaveWatchIII (2019) 파랑자료를 수집하였으며 파랑자료는 1979년부터 최근까지 0.5° 해상도에 대해, 3시간 간격의 파고, 주기 및 파향 등의 정보를 제공하고 있다. 맹방해변으로부터 가장 근접하여 약 26 km 외해에 위치한 NOAA WaveWatchIII 격자로 (경도: 129.5°, 위도: 37.5°)부터 약 40년간의 파랑자료를 수집하여 하구사주의 생성 및 발달의 외력을 산정하였으며, Fig. 4에 위성사진을 통한 맹방해변 하구사주의 생성 및 발달 특성을 나타내었다.

3. 연구 방법

하구사주의 생성 현상을 모의하기 위해 에너지파랑 및 파의 작용시간 개념을 도입하여 시간적(장기간) 표사의 이동을 예측한다. 평형상태를 유지하고 있던 하구의 지형이 홍수파에 의해 사주 붕괴(토사유출)가 발생하며 평상시의 파랑작용과 평수량(마음천)에 의해 하구의 지형이 본래의 지형으로 회복되는 과정을 검토하기 위해 평면 2차원 사주생성 모델(2D HI-RMG; Hti-Inje River Mouth Generation Model)을 개발하여 계절별 작용하는 대표파랑과 하천의 영향 등을 고려하여 하구사주의 생성 메커니즘을 분석한다. 본 연구에서 사용되는 모델의 개요를 Table 1에 나타내었다.

3.1 파랑변형 모델

파랑변형 예측을 위해 Mase et al.(1999)의 연구에서 제시한 회절을 고려한 에너지 평형 방정식을 적용하였다. 이때의 에너지 평형 방정식은 파랑의 스펙트럼 공간변화를 미지의 매개변수량으로 하는 위상 평균형 파랑변형 모델의 하나로 주로 WAM 및 SWAN 등의 풍랑추산 모델 등에 이용되고 있다. 또한 에너지 평형 방정식은 기존의 에너지 평형 방정식에 내부 회절항을 추가한 모델로 파랑의 불규칙성, 다방향성, 천수변형, 반사·굴절·회절 및 쇄파를 고려할 수 있는 특징이 있다. Mase et al.(1999)에 의한 회절을 고려한 에너지 평형 방정식의 기초 방정식은 다음과 같다.

$$\frac{\partial v_x S}{\partial x} + \frac{\partial v_y S}{\partial y} + \frac{\partial v_\theta S}{\partial \theta} = \frac{\kappa_w}{2\omega} \left\{ \frac{\partial}{\partial y} \left(CC_g \cos^2 \theta \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} \right) - \frac{1}{2} CC_g \cos^2 \theta \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} \right\} - \varepsilon_b \quad (1)$$

S : 파랑 방향 스펙트럼 밀도 함수

x, y : 수평 좌표

ω, θ 각 주파수 및 파향

ε_b : 쇄파 발생에 의한 에너지 감쇠 계수

v_x, v_y, v_θ : 특성속도

k_w : 회절항에 대한 영향 계수

C, C_g : 파속 및 군속도

이때 특성속도, 파속 및 군속도는 다음식으로 정의된다.

$$v_x = C_g \cos \theta, v_y = C_g \sin \theta$$

$$v_\theta = \frac{C_g}{C} \left(\sin \theta \frac{\partial C}{\partial x} - \cos \theta \frac{\partial C}{\partial y} \right) \quad (2)$$

3.2 해빈류 모델

해빈류의 예측 모델에는 Radiation 응력의 개념에 기초한 평면 2차원 해빈류 모델을 적용했다. 해빈류는 해안 근처에서 쇄파 등 파랑변형에 의해 발달하는 흐름으로 파랑의 변형에 의하여 발생하는 Radiation 응력을 주외력으로 적용한다. 수심방향으로 적분된 평면 2차원 해빈류 모델은 아래의 연속식 및 운동량 방정식으로 구성된다.

[연속식]

$$\frac{\partial D}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (3)$$

[운동량 방정식]

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial UM}{\partial x} + \frac{\partial VM}{\partial y} = -gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial M}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \frac{\partial M}{\partial y} \right) - \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial S_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \right) - \frac{\tau_{bx}}{\rho} \quad (4)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial UN}{\partial x} + \frac{\partial VN}{\partial y} = -gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial N}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \frac{\partial N}{\partial y} \right) - \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial S_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{yx}}{\partial y} \right) - \frac{\tau_{by}}{\rho} \quad (5)$$

t : 시간

η : 피압 지하 수면의 수위 변화량

D : 전수심($D = h + \eta$; h = 정수면에서 수심)

U, V : 평균 유속의 x 및 y 방향 성분

M, N : 유량 x 및 y 방향 성분($M = DU, N = DV$)

Table 1. Numerical analysis model outline

Item	Content
① Wave deformation calculation	Energy balance equation
② Flow regime calculation	Two-dimensional nearshore current model based on radiation stress
- Radiation stress	Radiation stress evaluation equation of a single wave using the average wave
- Others	Consideration of river currents and tides
③ Topographic change analysis model	Continuity equation of littoral drift
④ Amount of littoral drift	Watanabe et al. (1986) model is adopted

g : 중력 가속도

ρ : 물의 밀도

K : 수평와동점성계수

S_{ij} : Radiation 응력의 (i, y) 성분($i = x, y; j = x, y$)

τ_b : 해저마찰 응력의 i 방향 성분($i = x, y$)

운동량 방정식(Eq. (4) and (5))에서의 Radiation 응력은 대 표파에 대한 단일 주기파를 가정한 다음식을 적용한다.

$$S_{xx} = E \left[\frac{C_g}{C} \cos^2 \theta + \frac{1}{2} \left(\frac{2C_g}{C} - 1 \right) \right] \quad (6)$$

$$S_{yy} = E \left[\frac{C_g}{C} \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \left(\frac{2C_g}{C} - 1 \right) \right] \quad (7)$$

$$S_{xy} = S_{yx} = \frac{EC_g}{2C} \sin 2\theta \quad (8)$$

여기서 E : 파랑의 에너지이며, 다음 식으로 표시된다.

$$E = \frac{1}{8} \rho g H^2 \quad (9)$$

여기서 H : 대표 파고이며 여기에서는 대표 파고로 유의 파 고를 적용한다.

3.3 지형변동 모델

연안역에서의 모래의 이동(연안표사)은 이동형태에 따라 소 류표사 및 부유표사로 구분된다. 본 연구에서는 맹방해변의 부유표사 관측자료의 확보가 어려워 지형변동의 지배적인 역 할을 하는 소류표사만을 대상으로 모델에 적용하였다. 지형 변화 모델에서의 기초 방정식은 표사의 연속식 및 소류표사 량으로 구성하며 아래에 나타냈다.

[표사의 연속식]

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{1-\lambda} \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} \right) \quad (10)$$

여기서 λ : 공극률, q_i : 소류표사의 i 방향성분($i = x, y$)이다.

[소류 표사량]

소류 표사량은 Watanabe et al.(1986)의 연구에서 제안한 파랑 및 흐름에 의한 소류표사량과 해저구배의 효과를 고려 한 모델을 적용하였으며 다음과 같다.

$$q_x = q_{x0} + \varepsilon_s |q| \frac{\partial h}{\partial x}, \quad q_y = q_{y0} + \varepsilon_s |q| \frac{\partial h}{\partial y} \quad (11)$$

$$q_{x0} = \frac{A_w}{\rho g} F_d (\tau_b - \tau_c) u + \frac{A_c}{\rho g} (\tau_b - \tau_c) U$$

$$q_{y0} = \frac{A_w}{\rho g} F_d (\tau_b - \tau_c) v + \frac{A_c}{\rho g} (\tau_b - \tau_c) V$$

$$q = \sqrt{q_{x0}^2 + q_{y0}^2}$$

ε_s : 해저구배의 효과에 관한 계수

A_w, A_c : 파랑 및 흐름에 의한 소류표사량 계수

F_d : 파에 의한 표사의 이동방향을 나타내는 파라미터

τ_b, τ_c : 저면 전단응력 및 한계 저면 전단응력

q_0 : 파랑 및 흐름에 의한 소류표사의 i 방향성분($i = x, y$)

q : 표사량 벡터의 절대값

u, v : 파랑에 의한 해저면의 물입자유속 진폭의 x 및 y 방향 성분

파랑에 의한 해저면에서의 유체입자의 유속진폭은 다음의 식 으로 정의된다.

$$u = \frac{\omega H}{2 \sinh kD} \cos \theta \quad (12)$$

$$v = \frac{\omega H}{2 \sinh kD} \sin \theta$$

여기서 k : 파수를 나타낸다. 표류의 이동방향을 나타내는 F_d 는 소류사 및 streaming flow에 의해 연안 = 1, 해역 = -1의 파라미터를 설정하여 다음의 식으로 평가한다.

$$F_d = 1 - \frac{1}{2} [1 + \tanh\{\alpha(\phi_m - \phi_{c1})\}] [1 - \tanh\{\alpha(\phi_m - \phi_{c2})\}] \quad (13)$$

α : 정수

ϕ_m : Shield number

ϕ_{c1} : 소류에서 부유로의 전이한계

ϕ_{c2} : 부유에서 Sheet flow의 전이한계

본 연구에서는 맹방해변 하구지역에서는 연안방향의 흐름 이 탁월한 것을 고려하여 일정치($F_D = 1$)로 적용하였다.

3.4 파랑·흐름 공존장에서의 저면 전단응력

파랑과 흐름의 공존장에서 저면마찰은 Nishimura et al. (1985)가 제시한 평가식을 적용하며 아래의 식으로 표현할 수 있다.

$$\tau_{bx} = C_f \left[\left(W + \frac{w_b^2}{W} \cos^2 \alpha \right) M + \left(\frac{w_b^2}{W} \sin \alpha \cos \alpha \right) N \right] \quad (14)$$

$$\tau_{by} = C_f \left[\left(\frac{w_b^2}{W} \sin \alpha \cos \alpha \right) M + \left(W + \frac{w_b^2}{W} \sin^2 \alpha \right) N \right]$$

$$\tau_b = \sqrt{\tau_{bx}^2 + \tau_{by}^2}$$

C_f : 마찰계수

τ_{bi} : 저면전단응력의 i 방향성분

τ_b : 저면전단응력의 합력

α : 파향의 x 축에서부터의 각도

$$W = \frac{1}{2} \left[\left\{ U^2 + V^2 + w_b^2 + 2(U \cos \theta + V \sin \theta) w_b \right\}^{1/2} + \left\{ U^2 + V^2 + w_b^2 - 2(U \cos \theta + V \sin \theta) w_b \right\}^{1/2} \right] \quad (15)$$

$$w_b = \frac{\omega H}{\pi \sinh kD}$$

$$\frac{R}{H_0} = 1.46 \left(\frac{\tan \beta}{\sqrt{H_b/L_0}} \right) \tag{16}$$

3.5 Swash zone에서의 표사

일반적으로 이용되고 있는 Swash zone에서의 표사이동 계산은 Larson and Kraus(1989) 등이 제한한 방법이 사용되며 기준점을 설정하여 기준점에서 표사를 소상영역까지 보간하는 방법(Fig. 5)을 적용하였다.

여기서, R 은 상승고, H_0 은 심해파고, H_b 은 쇄파파고, $\tan \beta$ 는 해저구배, L_0 는 파장을 나타낸다. 기준점으로부터 상승고의 지점까지는 수심이 매우 얇은 가상 수심으로 설정하며, 파랑변형 및 해빈류 계산영역은 가상수심까지 포함한 영역으로 설정한다. 또한 파랑에 의한 표사는 기준점으로부터 상승고 지

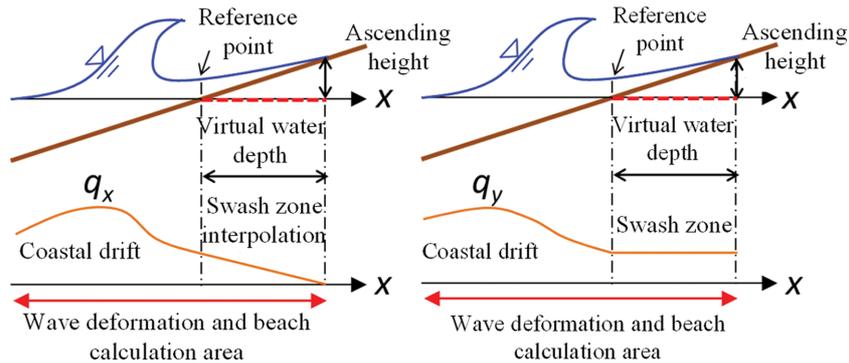


Fig. 5. Topographic change at the swash zone.

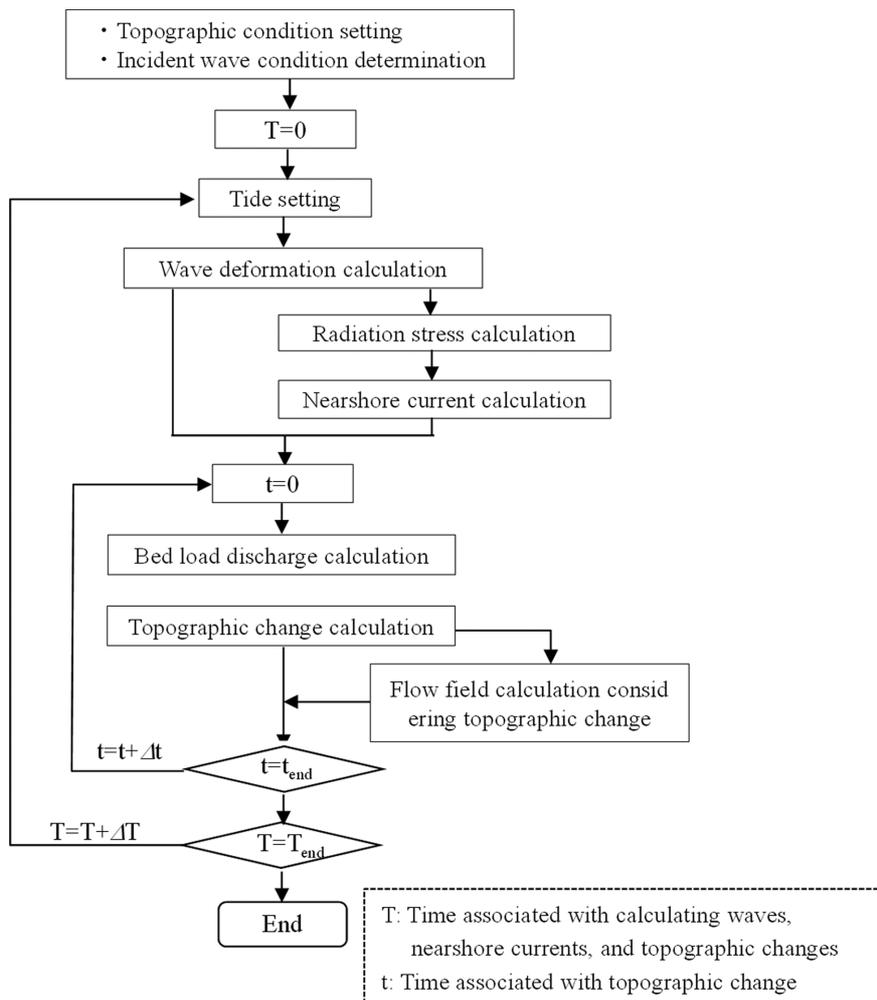


Fig. 6. Flowchart of numerical analysis method.

점까지를 아래의 식으로 보간한다.

$$q_{wR} = \left(\frac{h + R}{R + h_s} \right) q_w \quad (17)$$

여기서 q_{wR} 는 소상영역에서 파라에 의한 표사, H_s 는 기준점에서 수심, q_w 는 그 외 지점에서의 파랑에 의한 표사를 나타낸다. 해빈류는 가상수심에서의 계산 결과를 그대로 적용하여 흐름에 따른 표사를 계산한다. 또한 계산 결과로부터 얻어진 지형변화량을 실제 수심에 가산한다. Fig. 6에 개발된 수치해석의 계산 흐름도를 나타내었다.

3.6 격자구성

본 연구의 대상지역인 맹방하구 주변의 지형정보는 2019년 1월 수심 측량 자료를 이용하여 모델에 적용하였다. 하지만 하구사주의 붕괴는 주로 하계에 태풍이 동반한 경우 및 갑작스런 집중호우에 의해 발생한다. 홍수 직후의 수심 관측자료의 확보가 어려워 본 연구에서는 맹방하구의 사주 주변 지역에 대한 지형정보는 사주붕괴 모델(Kim et al., 2020)의 Flushing 후의 지형변동이 발생한 결과를 이용하여 2019년 1월의 수심자료와 함께 사주 생성 및 발달 모델의 초기지형으로 설정하였다(Fig. 7).

로 설정하였다(Fig. 7).

사주 생성 및 해석을 위한 격자망의 구성은 우선 해안영역의 경우 맹방하구의 생성과정에 있어 파랑특성 및 해빈류의 영향을 충분히 재현할 수 있도록 영역(nearshore 2.5 km, offshore 1.0 km)을 구축하였으며 맹방해변과 덕산해변을 포함하였다. 계산에 사용된 유효 격자수는 수평적으로 100,000개(500 × 200)이고 격자 크기는 하구부 기준으로 약 5 m로 구성하였다. 특히 하천으로부터 공급되는 하천유량에 대한 영향을 고려하기 위해 하구사주로부터 마음천 상류 약 1.0 km 구간까지 격자를 구성하였으며 이때 직교-곡선 좌표계를 적용하여 하천의 완곡부 및 지형정보의 특성을 반영하여 격자를 구축하였다. Fig. 8에 모델의 격자망을 나타내었다.

3.7 실험조건

하구사주 생성 예측을 위한 파랑의 작용시간 산정을 위해 에너지 평균파를 산정하였다. 파랑의 자료는 NOAA 장기 파랑 관측 데이터(1979.01~2019.05)를 분석하여 계절별 파랑특성을 분석하였으며, 주로 맹방 하구사주의 형성은 동계에 발달하여 조사되어 최근 동계시의 파랑 특성을 Fig. 9에 나타내었다. 검토지역의 파랑 특성에 따른 하구사주의

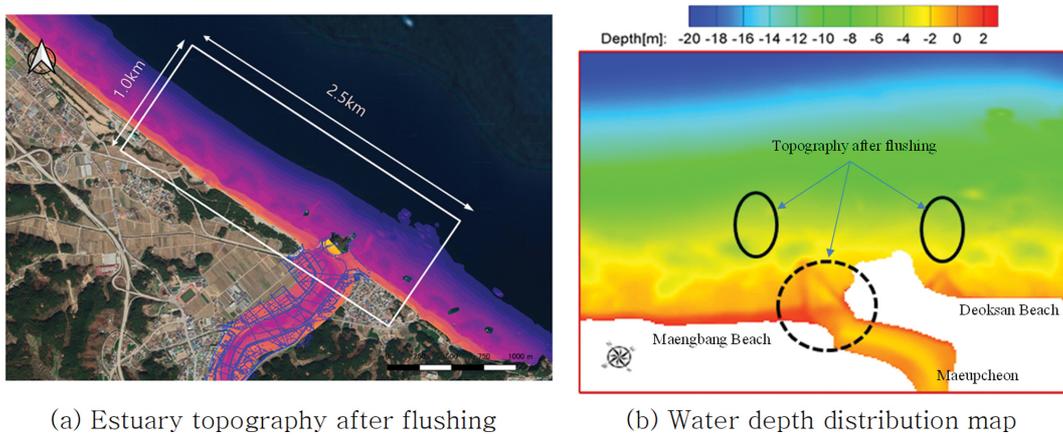


Fig. 7. Topographic data (January 2019 Water depth measurement data, considering estuary topography after flushing).

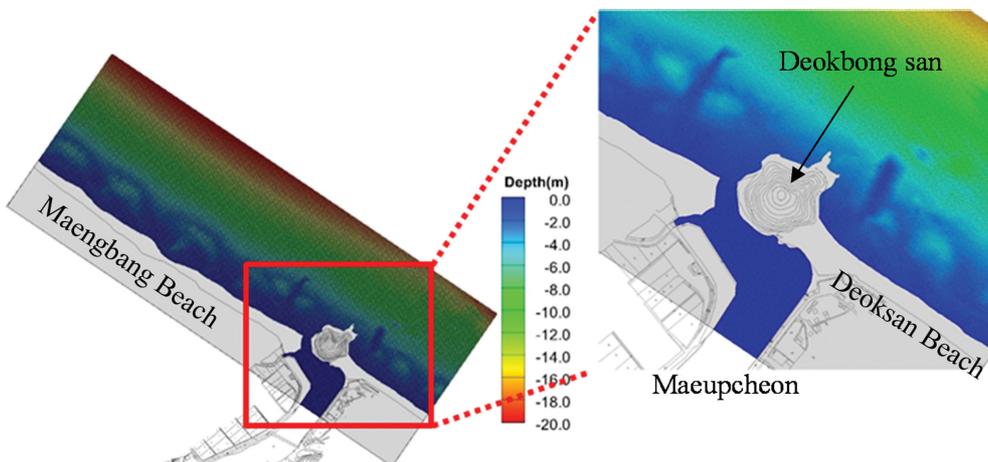


Fig. 8. Calculation area and grid.

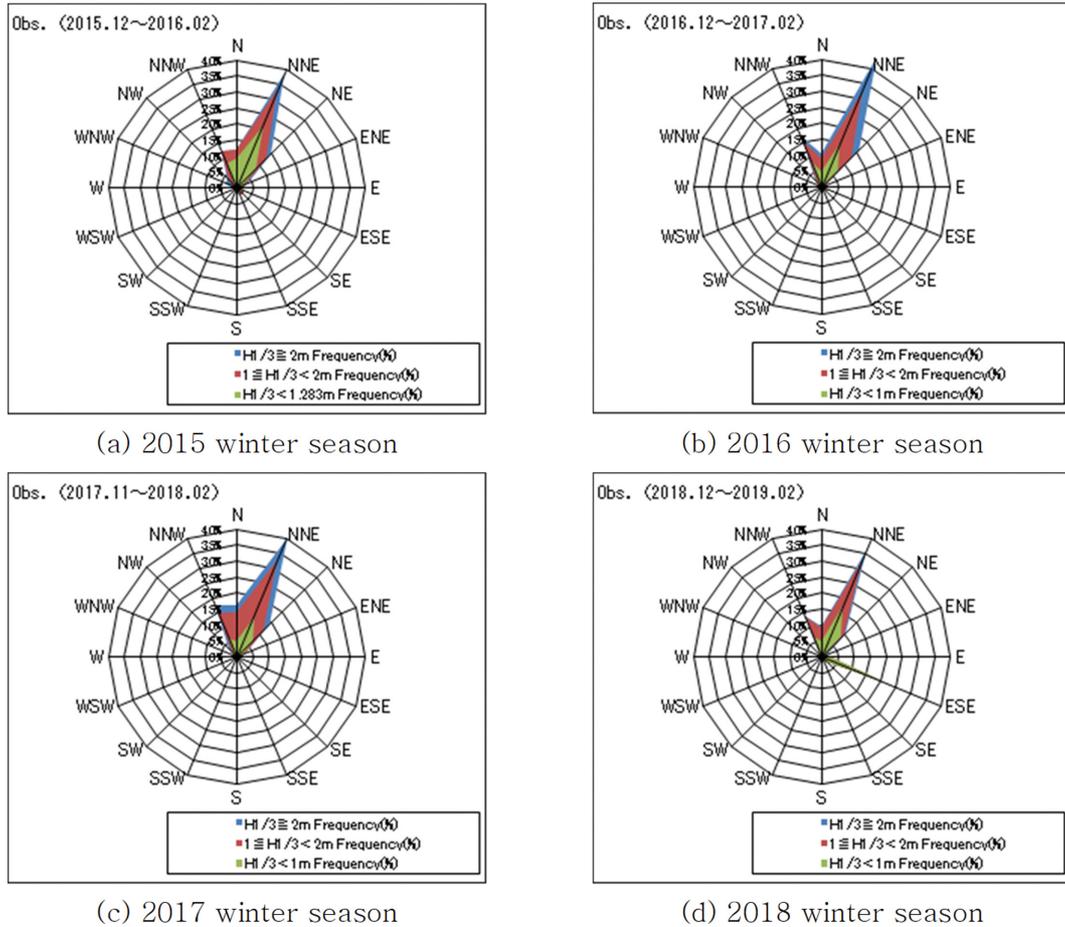


Fig. 9. WaveRose Diagram (Maengbang Beach).

Table 2. Representative wave condition (Seasonal characteristics)

Season (2015~2018)	Energy Avg. wave height (H_m)	Period (T_m)	Wave direction (θ_m)	Selection
Spring	1.104	5.702	89.988	E
Summer	0.892	5.278	68.241	ENE
Fall	1.356	6.271	43.906	NE
Winter	1.572	7.039	34.075	NE

Table 3. Representative wave condition (Winter season)

Year	Season	Energy Avg. wave height (H_m)	Period (T_m)	Wave direction (θ_m)	Reaction day	Selection	
2015	Winter (12~2 mouth)	1.459	6.491	41.545	NE	20.125	
2016	Winter (12~2 mouth)	1.664	7.101	31.800	NNE	27.875	
2017	Winter (12~2 mouth)	1.581	7.394	28.879	NNE	29.375	○
2018	Winter (12~2 mouth)	1.101	6.480	37.629	NE	27.750	

생성 현상을 재현하기 위해 계절별 파랑에 따른 에너지 평균 파고 및 작용 시간의 개념을 도입하여 장기간 표사이동의 예측을 수행하였으며 파랑의 작용시간 산정은 아래와 같다.

$$H_m = \frac{1}{N} \sum_{i \geq i_c}^N H_i, T_m = \frac{1}{N} \sum_{i \geq i_c}^N T_i, \theta_m = \frac{1}{N} \sum_{i \geq i_c}^N \theta_i \quad (18)$$

$$H_E = \sqrt{\frac{1}{T_m} \sum_{i \geq i_c}^N H_i^2 T_i}, T_A = \frac{1}{H_E^2 T_m} \sum_{i \geq i_c}^N H_i^2 T_i \Delta t_{ob} \quad (19)$$

여기서, i_c 는 설정한 유의파고 기준치에 해당하는 관측 데이터, H_i, H_m 는 관측파고 및 평균파고, T_i, T_m 는 관측주기 및 평균주기, θ_i, θ_m 는 관측파향 및 평균파향, H_E 는 에너지 평균파고, T_A 는 작용시간, Δt_{ob} 는 관측시간 간격을 나타낸다. 각 평

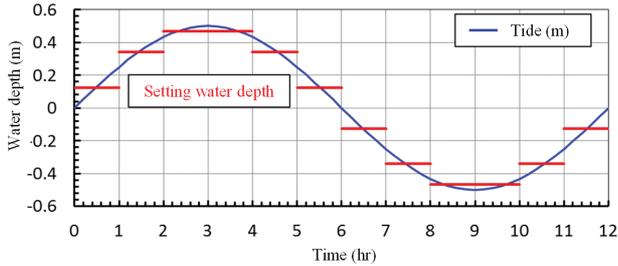


Fig. 10. Application method of water depth due to tide.

균치는 유의파고의 기준치(평균파고: 약 1.0 m) 이상의 관측 데이터를 사용하였으며 2015~2018년에 작용한 파랑에 대한 계절별 에너지 평균파고는 겨울철에 가장 큰 것으로 나타났으며(Table 2), 2017년 동계시 에너지 평균 파고 1.581m를 초과하는 파랑의 작용 시간은 약 30일로 분석되었다(Table 3).

하구사주의 거동에 관한 흐름 예측에는 Radiation 응력에 따른 평면 2차원 해빈류 모델을 적용하며, 이때 Radiation 응력의 예측에는 에너지 평형 방정식과 예측에서 계절별(동계) 파랑특성과 하천의 흐름(유효유사량) 및 연안을 구성하는 토사의 입경은 중앙입경($D_{50} = 0.375 \text{ mm}$)으로 적용하였다. Fig. 10에 조위 변동에 의한 수위 설정 방법을 나타내었다. 조위 변동에 따른 수위 변화를 시간에 따른 일정 수위로 모델화가 가능하지만 본 검토에서는 조위차가 크지 않아 일정수위(평균조위)로 일괄 적용하였다. 모델의 적용성 및 검증은 위해 검증 자료로 활용이 가능한 2019.10~2020.03의 위성사진(Fig. 4)으로부터 지형변동 범위를 평가할 수 있으나 이때 발생한 파랑 자료가 없어 맹방해변의 사주생성에 기인하는 NNE 파향이 발생한 2017년 동계를 상정하여 모델을 구축하였다. 이 기간(동계기간: 12~2월)에 마읍천으로부터 공급되는 유효유사량(유입 토사량)을 평가하기 위해 마읍천의 평수량($\approx 1.52 \text{ m}^3/\text{sec}$) 발생 일수(하천정비기본계획, 2017) 조사 결과, 마읍천의 평수량을 초과하는 일수는 1일로 나타났다. 이 결과로부터 하구사주의 초기 생성단계에서 하천으로부터의 유입하는 유효유사량의 영향은 없는 것으로 판단되며, 따라서 본 검토에서는 하천으로부터 유입되는 토사량은 고려하지 않았다.

4. 결과 및 고찰

하구사주 생성 및 발달 과정을 모의하기 위해 평면 2차원 사주생성 모델(2D HI-RMG)을 개발하였으며 강원도 맹방해변에 적용하여 모델의 적용성을 평가하였다. 모델을 구성하고 있는 파랑변형, 해빈변형 및 지형변동의 결과로부터 하구사주 생성과정을 모의하였으며 본 연구에서 얻은 주요한 결과는 아래와 같다.

4.1 파랑변형

마읍천 하구의 사주생성은 동계시 작용하는 고파랑에 의해 지배적으로 발달하며 장기간의 파랑분석 결과 NE(Seasonal; $H_s = 1.572$, $T_s = 7.039$) 및 NNE(2017년 Winter season; $H_s = 1.581$, $T_s = 7.394$)의 파향이 발생하는 것으로 나타났다. 특히 2017년 고파랑이 발생한 겨울철의 파랑 특성은 NNE 파향으로 분석되었으나 평균적(2015~2018년)으로는 NE 파향으로 두 파향에 대한 비교 검토를 수행하였다. 입사하는 두 파향에 대한 에너지 평형 방정식에 따른 swash zone으로 도달하는 파랑변형의 계산 결과를 Fig. 11에 나타내었다. 하구사주 주변의 지형적 특징에 따라 하구사주 방향으로 입사하는 파랑 특성이 크게 변화하는 것으로 나타났으며 특히 NNE 파향성분의 파랑이 마읍천 하구 주변으로 집중되는 특성을 나타내었다. 이 결과로부터 동계시 NNE 파향의 파랑이 작용하면 맹방해변의 하구사주 생성에 지배적인 영향을 미치는 해빈류가 발달하는 것으로 판단된다.

4.2 해빈류

해빈류의 예측모델에는 Radiation 응력의 개념에 기초한 평면 2차원 유허해석 모델을 적용하였다. 해빈류는 해안 근처에서 쇄파 등의 파랑변형에 의해 발달하는 흐름으로써 파의 변형으로 발생하는 Radiation 응력이 주위력으로 작용한다. 이러한 특성을 고려하여 해빈류 계산을 수행하였으며 그 결과를 Fig. 12에 나타내었다. 해빈류 검토 결과에서도 입사하는 파랑변형의 영향을 받아 하구사주의 주변지역에서 서로 다른 해빈류가 발생하는 것으로 나타났으며, 해빈류가 마읍천 하

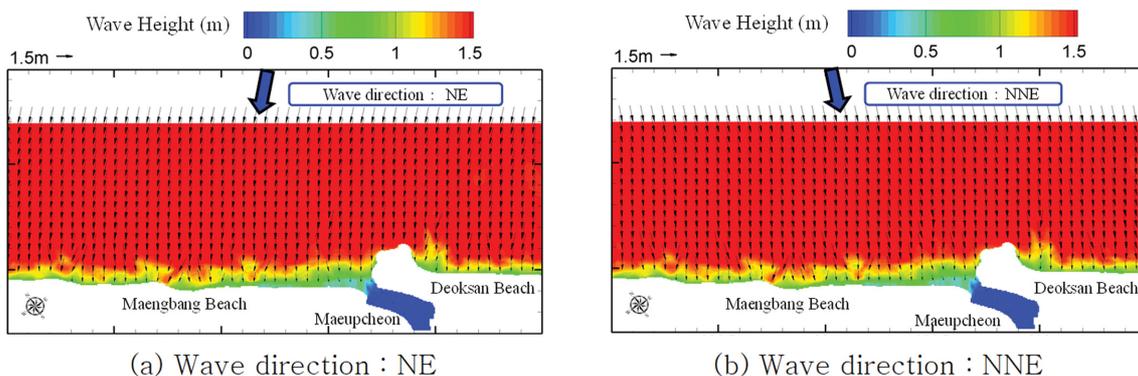


Fig. 11. Results of wave transformation.

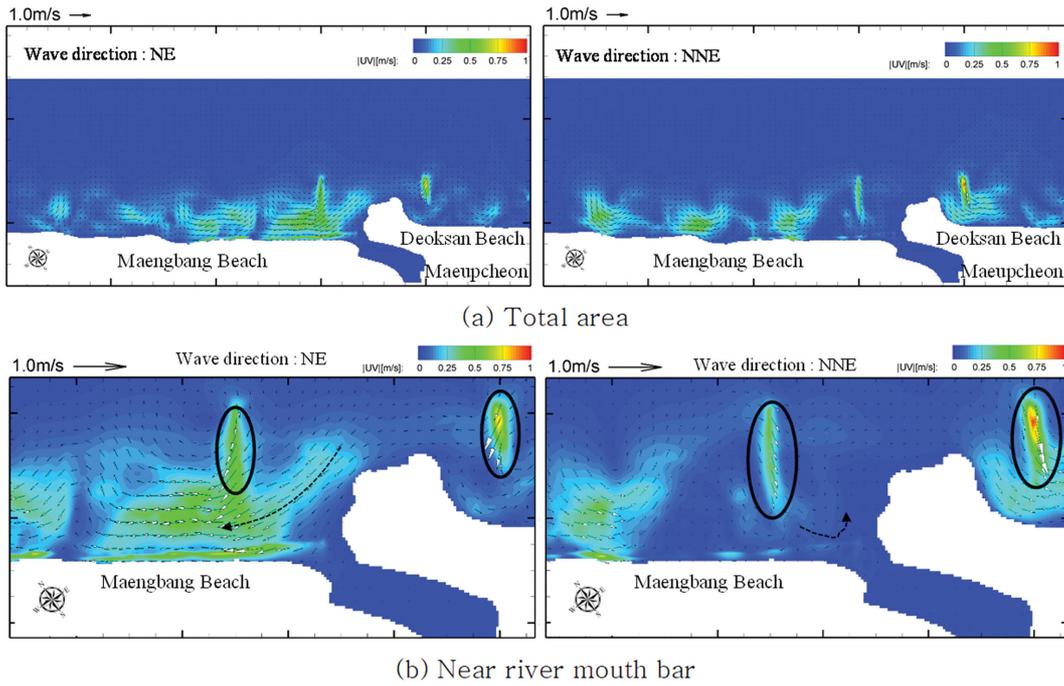


Fig. 12. Nearshore current examination results.

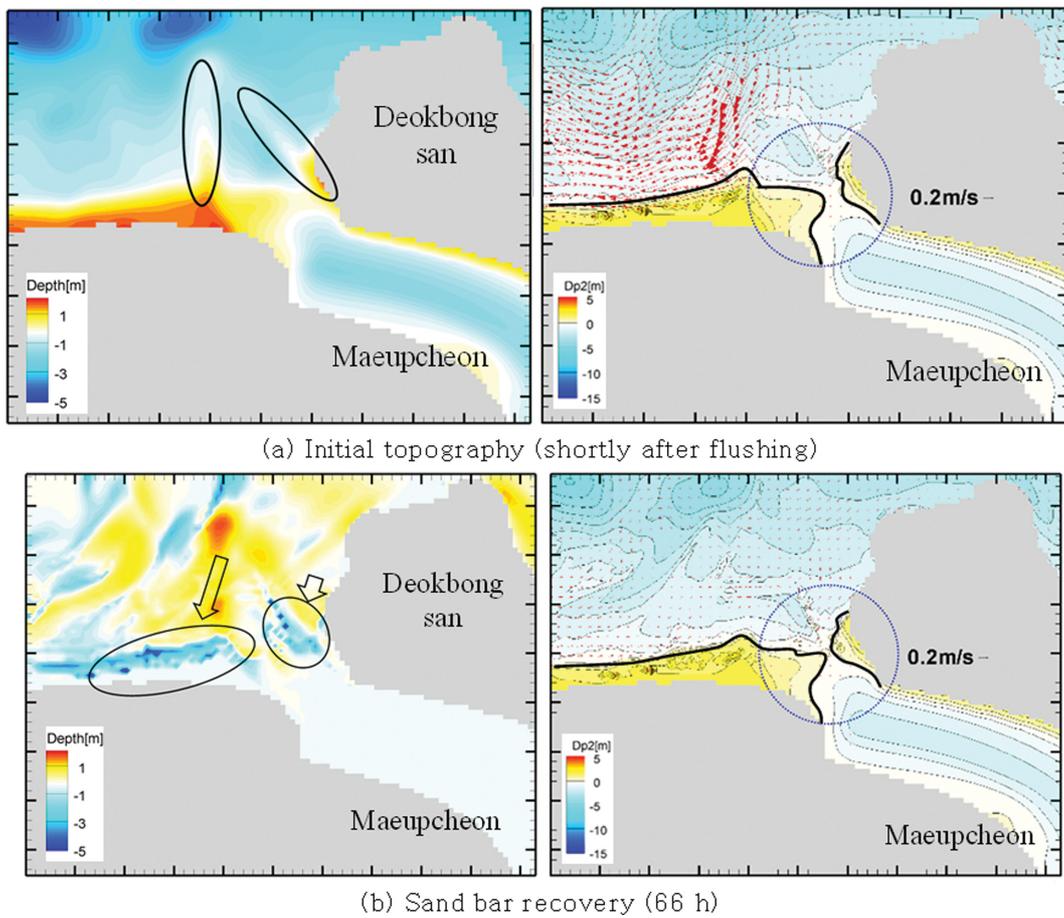


Fig. 13. Sand bar formation interpretation results.

구방향으로 집중되는 NNE 파향의 파랑 특성에 따라 하구가 생성되는 것으로 나타났다.

4.3 사주생성 및 발달

하구사주의 생성과정을 검토하기 위해 동계시 파랑의 작용

시간을 산정하였으며 심해에서 발달하여 마음천 하구지역으로 입사하는 파랑변형과 해빈류의 계산 결과를 이용하여 하

구사주의 생성 및 발달 과정을 모의하였다. 맹방 하구지형에 서는 위성사진(2019.10 → 2020.03)과 같이 동계시 하구사주

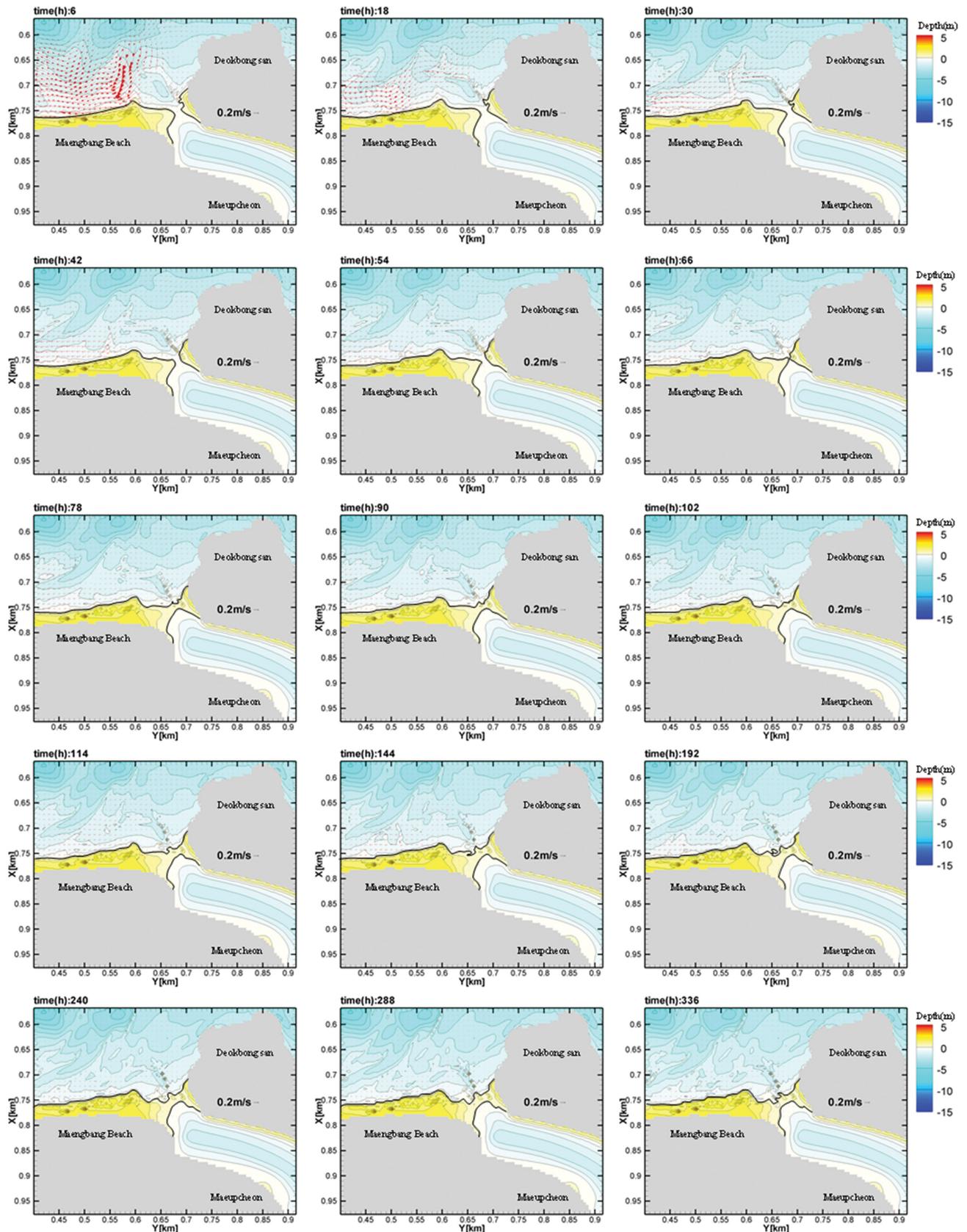


Fig. 14. Sand bar formation interpretation results.

가 회복되는 현상이 발생하는 것으로 나타났다, 2019년 동계 시에 발달된 하구사주의 재현을 위해 파랑자료를 조사하였으나 관측값의 누락으로 인해 맹방해변의 최근 동계(2017년)의 파랑 자료를 이용하여 하구사주의 재현성 평가를 수행하였다 (Fig. 13). 이 결과로부터 하계시 발생한 Flushing 직후 좌·우 측 테라스 지형 및 외해로 이동된 모래가 마음천 방향으로 집중되는 해빈류의 형상으로 약 66시간이 경과후 하구사주의 형태로 형성되며 좌측 테라스 지형에서 이동된 모래가 좌측 해안에 퇴적되어 맹방해변의 정선이 복원하는 것으로 나타났다. Fig. 14에 시간에 따른 맹방 하구사주의 지형적 변화를 나타내었다.

5. 결 론

해안침식의 근본적 대책으로서 감소한 공급 토사량 회복을 포함한 종합적인 묘사 관리 체계의 중요성이 강조되고 있다. 특히 하천에서 바다로 유출된 토사 가운데 어느 정도의 양이 어느 정도의 속도로 해안에 다시 공급되는 토사량의 평가와 이를 위해서는 하천과 바다의 결절점인 하구지역에서 발생하는 토사의 이동 메커니즘 분석이 매우 중요하다. 따라서 본 연구에서는 홍수파에 의해 하구사주의 유출(flushing)이 발생한 지형이 계절별 발생하는 대표파랑, 하천 및 조석의 영향에 따라 본래의 하구사주 형태로 회복(생성)되는 과정에서 발생하는 토사 유입량을 산정하기 위해 2D HI-RMG Model을 개발하였다. 수치모델은 파랑변형 모델, 해빈류 모델 및 지형변동 모델로 구성하였으며 외력산정은 하구사주의 생성 현상을 재현하기 위해 계절별 파랑 특성을 분석하여 에너지 파랑 및 작용 시간의 개념을 도입하여 장기간 표사이동의 예측 계산을 수행하였다. 본 연구에서 얻은 주요한 결론은 다음과 같다.

1. 맹방해변에서는 계절별 발생하는 파랑 특성이 뚜렷하게 나타나며, 특히 여름~가을에 태풍 및 집중강우에 의해 하구사주가 붕괴(유출)되어 동계시 발생하는 파랑에 의해 붕괴된 하구사주가 생성(회복)되는 특징이 있다.

2. 위성사진(2019.10~2020.03)과 같이 검토히 지역의 파랑 특성에 따른 하구사주의 생성 현상을 재현하기 위해 계절별 파랑에 따른 에너지 평균 파고 및 작용 시간의 개념을 도입하여 장기간 표사이동의 예측을 수행하였으며 이때 마음천으로부터의 유효유사량은 평균 유량을 초과하는 일수가 1일로 조사되어 유효유사량은 고려하지 않았다.

3. 파랑변형 및 해빈류의 계산 결과에 따르면 동계시 발생하는 NNE 파향에 따라 마음천 하구지역으로 흐름이 집중되는 것으로 나타났으며 이 결과로부터 마음천 하구에서는 NNE 파향의 파랑이 발생하면 하구사주 주변의 퇴적이 발생하는 것으로 판단된다.

4. 사주생성 모델의 결과로부터 하계 시 발생한 Flushing 직후 좌·우측 테라스 지형에서 외해로 이동된 모래가 마음천

방향으로 집중되는 해빈류의 영향으로 하구사주가 형성되는 것으로 나타났다. 이 결과로부터, 사주가 붕괴 직후로부터 하구사주의 초기 생성은 유효유사량의 영향보다는 하구 주변에 퇴적된 토사가 파랑 작용을 받아 토사의 이동이 발생하여 사주가 폐색되는 것으로 판단된다.

본 연구에서는 하구사주의 생성 및 발달 과정을 재현하기 위한 모델을 개발하여 정량적인 하구사주의 생성 원인과 현상을 재현하였지만, 모델의 성능을 평가하기 위한 관측자료와의 검증분석은 아직 수행되지 못한 상태이다. 향후 모델의 성능을 평가하기 위해 관측자료의 수집과 분석, 하천으로부터 공급되는 유효유사량에 따른 하구사주 발달 과정 및 계절별 파랑 특성에 따른 생성(회복)량 등을 평가하여 종합적인 하구사주의 생성과정에 관한 연구를 수행할 것이다.

감사의 글

본 연구는 2018년 해양수산부(과제번호 20180404) 재원으로 해양수산과학기술진흥원의 지원을 받아 수행된 연구결과 중 일부임을 밝히며, 연구비 지원에 감사드립니다.

References

- Kim, G.-S., Ryu, H.-S. and Kim, S.-H. (2019). Evaluation of coastal sediment budget on east coast Maeongbang beach by wave changes. *Journal of Ocean Engineering and Technology*, 33(6), 564-572.
- Kim, T.-W., Kim, Y.-J., Yoon, J.-S. and Kim, M.-K. (2020). Study on the sandbar collapse in an Estuary. *Journal of Coastal Disaster Prevention*, 7(4), 267-273.
- Larson, M. and Kraus, N.C. (1989). SBEACH: Numerical model for simulating storm-induced beach change, Report 1, Empirical foundation and model development, Technical Report CERC-89-9, US Army Engineering Waterways Experiment Station, CERC.
- Lee, W.-D. and Hur, D.-S. (2019). Effects of coastal groundwater level on beach deformation. *Journal of Ocean Engineering and Technology*, 33(6), 581-589.
- Mase, H., Takayama, T., Kuntomi, S. and Watanabe, A. (1998). Multi-directional spectral wave transformation model including diffraction effect. *Japan Society of Civil Engineers*, No.628/II-48, 177-187.
- Ministry of Oceans and Fisheries (2019). [Online] Available at: <https://www.mof.go.kr/en/index.do>.
- Milliman, J.D. and Meade, R.H. (1983). World-wide delivery of river sediment to the oceans. *The Journal of Geology*, 91, 1-21.
- Nishimura, H., Maryuyama, K. and Sakurai, T. (1985). On the numerical computation of nearshore currents. *Coastal Engineering Journal*, 28(1), 137-145.
- NOAA (National Weather Service) (2019). NWW3 Data Access. [Online] Available at: <https://polar.ncep.noaa.gov/waves/download.shtml> [Accessed October 2019].

- Park, J.C., Han, K.M. and Kim, J.J. (1993). A study on the numerical model for predicting shoreline changes. *Journal of Ocean Engineering and Technology*, 7(1), 156-161.
- Park, S.-M., Park, S.-H., Lee, J.-L. and Kim, T.-K. (2019). Erosion Control Line (ECL) establishment using coastal erosion width prediction model by high wave heigh. *Journal of Ocean Engineering and Technology*, 33(6), 526-534.
- Son, C.B. and Lee, S.K. (2000). An experimental study on the shoreline change during beach process. *Journal of Ocean Engineering and Technology*, 14(3), 55-60.
- Watanabe, A., Maruyama, K., Shimizu, T. and Sakakiyama, T. (1986). Numerical prediction model of three-dimensional beach deformation around a structure. *Coastal Engineering Journal*, 29(1), 179-197.
- Yang, J.-A. and Son, S. (2019). Sensitivity analysis of sediment transport scaling factors on cross-shore beach profile changes using Delft3D. *Journal of Lorean Society of Coastal and Ocean Engineers*, 31(6), 493-500.
- Yoon, H.-S., Lee, I.-C. and Ryu, C.-R. (2005). Numerical simulation for net-water flow of the cross-sectional area in the Nakdong River estuary. *Journal of the Korean Society*, 8(4), 186-192.

Received 15 November, 2021

Revised 7 December, 2021

Accepted 20 December, 2021