J. Korea Water Resour. Assoc. Vol. 49, No. 1 (2016), pp. 61-72
doi: 10.3741/JKWRA.2016.49.1.61
pISSN 1226-6280
eISSN 2287-6138

A Study on the Flow and Dispersion in the Coastal Unconfined Aquifer (Development and Application of a Numerical Model)

Kim, Sang Jun[a]*

[a]Dept. of Civil and Environmental Engineering, Gachon University, Seongnam Gyeonggi-do 13120, Korea

Paper number: 15-091
Received: 26 October 2015; Revised: 26 November 2015; Accepted: 26 November 2015

Abstract

In Korea, the aquifers at the coastal areas are mostly shallow alluvial unconfined aquifers. To simulate the flow and dispersion in unconfined aquifer, a FDM model has been developed to solve the nonlinear Boussinesq equation. Related analysis and verification have been executed. The iteration method is used to solve the nonlinearity, and the model shows 3-D shape because it is a 2-D y model that consider the undulation of water table and bottom. For the verification of the model, the output of flow module is compared to the 1-D analytic solution of Lee (1989) which have the drawdown or uplift boundary condition, and the two results show almost the same value. and the mass balance of dispersion module shows about 10% error. The developed model can be used for the analysis and design of the flow and dispersion in the unconfined aquifers. The model has been applied to the estuary area of Ssangcheon watershed, and the parameters have been deduced as a result : hydraulic conductivity is 90 m/day, and longitudinal dispersivity is 15 m. And the analysis with these parameters shows that the wells are situated in the influence circle of each others except for No. 7 well. Groundwater discharge to sea is 3700 m^3/day. And the chlorine ion (cl^-) concentration at the pumping wells increase at least 1000 mg/L if groundwater dam is not exist, so the groundwater dam plays an important role for the prevention of sea water intrusion.

Keywords: unconfined aquifer, Boussinesq equation, numerical model, longitudinal dispersivity, groundwater dam

해안지역 비피압 충적 대수층에서의 흐름 및 분산(수치모형의 개발 및 적용)

김상준[a]*

[a]가천대학교 토목환경공학과

요 지

얕은 비피압 충적층이 대부분인 우리나라 해안지역 대수층에서의 흐름과 분산을 분석하기 위하여, 비선형 Boussinesq 방정식에 대한 FDM 수치해석 모형을 개발하고, 이와 관련한 분석, 검증을 수행하였다. 수치해석 과정에서 비선형 문제를 해결하기 위하여 반복법을 사용하였으며, 수치모형은 자유 지하수면과 바닥의 굴곡을 고려하는 평면 2차원 모형이므로, 결국 3차원 형태를 나타낸다. 모형의 검증을 위해서, 흐름방정식의 경우 Lee (1989)가 제시한 급상승 혹은 급하강의 경계조건을 갖는 1차원 부정류 해석해와 비교하여 거의 일치하는 결과를 나타내었으며, 분산방정식의 mass balance 산출 결과는 10% 내외의 오차범위를 나타내었다. 개발된 모형은 비피압 대수층에서의 흐름 및 분산에 대한 평가 및 설계에 이용될 수 있다. 지하댐이 설치되어 있는 쌍천 하구역에서 본 모형을 적용하여 역해석에 의하여 관련 매개변수를 도출한 결과 투수계수는 90 m/day, 종분산지수는 15 m로 산출되었다. 도출된 매개변수를 대상지역에 적용하여 갈수기를 기준으로 분석한 결과, 양수정은 7호 양수정을 제외하고는 서로 영향권 내에 있는 것으로 나타났다. 대수층을 통한 해안유출량은 3700 m^3/day로 산출되었다. 또한 지하댐이 없을 경우 양수정의 염소이온(cl^-) 농도는 1000 mg/L 이상 증가하는 것으로 나타나 지하댐의 역할이 큰 것으로 분석되었다.

핵심용어: 비피압 대수층, Boussinesq 방정식, 수치모형, 종분산지수, 지하댐

***Corresponding Author.** Tel: +82-31-750-5337
E-mail: sj282kim@Gachon.ac.kr (S.J. Kim).

© 2016 Korea Water Resources Association. All rights reserved.

1. 서 론

우리나라의 경우, 수자원의 이용에 있어서 지하수가 차지하는 비중은 약 10%로서 해마다 증가하는 추세에 있는데, 이는 수량과 수질 면에서 상대적으로 안정성이 있는 지하수의 특성 때문이라고 풀이할 수 있다. 그러나 지하수의 이용이 점차 증대되면서 지하수 고갈이나 오염 문제, 해안에서의 염수침입 등 부정적인 면 또한 커지고 있다. 지하수는 근본적으로 지표수로부터의 보충에 의하여 비롯되는 것이므로, 대수층의 상태에 따라서 적정한 양을 사용하여야 한다. 그리고 이를 위해서는 대수층의 특성과 흐름에 대한 이해와 경험을 통하여, 물 순환 시스템의 순리를 벗어나지 않는 것이 중요하다.

한편, 전국적으로 지하수의 이용이 더욱 중요한 의미를 갖는 지역은 해안지역으로 알려져 있다. 해안지역의 경우 내륙의 수자원과 원거리에 위치하는 경우가 많아서, 지하수에 대한 의존도가 큰 것으로 풀이된다. 해안지역에서의 지하수 이용량은 내륙지역을 포함한 전국 평균치에 비하여 약 4배에 달하는 것으로 조사된 바 있으며(Hong et al., 2003), 이는 해안지역 지하수에 대한 의미를 시사하고 있다. 특히 해안지역 지하수의 경우에는 해수침투의 위험도 상존하므로 이와 관련한 정확한 분석 및 관리가 요구된다. 본 연구는 이러한 문제에 대한 것으로서, 해안지역 대수층에서 흐름 및 분산에 관한 수치모형의 개발 및 적용에 관한 연구이다. 그런데 국토의 삼면이 바다인 우리나라 해안지역 대수층은 대부분 노년기 충적층의 형태로서, 평균 두께가 10 m 내외의 비피압(unconfined) 대수층인 경우가 많다. 따라서 본 연구에서는 대수층 형태가 비피압인 경우에 대하여 주제를 한정하기로 한다.

비피압 대수층의 해석은 피압에 비하여 많은 어려움이 따른다. 즉, 흐름 단면은 대수층의 상층부 경계조건이라고 할 수 있는 지하수면에 의존하여 변동한다. 또한, 저류계수(storage coefficient)의 수치는 피압의 경우에 비하여 보통 1000배 이상 커지게 되는데, 여기서 저류계수는 비산출율(specific yield)을 의미하며 이는 공극율(porosity)에서 비보유율(specific retention)을 뺀 값과 같다. 결국 피압 대수층에서의 지하수 흐름방정식은 선형의 포물형 편미분방정식, 그리고 비피압 대수층에서는 BEQ (Boussinesq 방정식)로 귀착되는데 후자의 경우에는 비선형 방정식이므로 해를 구하기가 쉽지 않으며, 더구나 관련 물리량이 시간에 따라 변하는 부정류 문제가 될 경우에는 더욱 그러하다.

대수층의 흐름과 분산에 대한 연구는 수치해석 모형이 활발히 개발되기 시작하는 70년대 이후 빠른 성장을 보이면서, Wang and Anderson (1982), Pinder and Gray (1997) 등에 의한 주요 연구 성과가 발표되었고, 이후 McDonald and Harbaugh (1991)는 3차원 FDM 모형인 MODFLOW를 개발하였으며, 이것은 이후 지구상에서 사용자가 가장 많은 범용 프로그램으로 발전하였다. 비피압 대수층에서의 흐름과 분산에 국한하여 근래의 연구 동향을 살펴 보면, Jiang and Tang (2015)은 반무한대 영역에서 1차원 BEQ에 대한 일반 근사해법(general approximate method)을 제시하였으며, Knight (2005)는 불투수의 수평한 평면을 갖는 2-D 흐름에서, 연직방향의 속도성분을 고려함으로서 Dupuit-Forchheimer 이론에 의한 결과치보다 개선된 자유수면 곡선을 제시하였다. Teloglou and Bansal (2012)은 하천과 비피압 대수층이 작용하는 경우에 선형화된 BEQ의 해석해를 구하고 하천 수면의 변화에 대한 지하수의 거동을 산출하였다. Qu et al. (2014)은 균질 이방성의 비피압 해안 대수층에서 염도분포에 대한 수치모의를 통하여 매개변수와 분산지수의 거동을 연구하였고, Cupola et al. (2015)은 2차원 비피압 대수층에서의 실내 실험을 통하여 분산계수가 공극의 크기와 동일한 차수의 크기를 나타낸다는 결론을 얻었다. 우리나라의 경우에는 비피압 대수층에서의 흐름에 관한 연구로서 1-D 부정류의 해석해에 관한 연구(Lee, 1989; Jung et al., 2002), 비피압과 피압이 공존하는 1-D 다층 대수층에서의 수치모형(Kim et al., 2002) 등의 예를 열거 할 수 있다.

본 연구는 2-D y 평면을 구성하는 비피압 대수층에서 부정류 흐름 및 분산에 대한 수치해법적인 연구이며, 연구 대상지역으로서는 쌍천 하구역을 선정하였다. 이 지역은 유역면적 65 km^2의 쌍천이 동해로 유출하는 지역으로서 충적 대수층이 약 10 m 두께로 분포되어 있으며, 해수 침입을 막기 위하여 800 m 길이의 지하댐이 설치되었고, 속초시 상수도 사업소의 관리하에, 양수정을 이용하여 년간 수백만ton의 물을 취수하고 있다. 그동안 이 지역의 수량확보와 염해방지를 위한 연구로서, Yun et al. (2004)은 지하댐 운영시 발생하는 염수침입 저감기법에 대하여, Yang et al. (2005)은 강수량과 지하수위의 상관관계에 대하여 연구를 진행하였다. 또한 Kim et al. (2011)은 지표수-지하수 통합해석 모형인 SWAT-MODFLOW를 사용하여 가용 저류량에 대한 지하댐의 효용성을 평가하였다.

본 연구에서는 비피압 지하수의 흐름을 규정하는 BEQ에 대한 FDM 수치모형을 산출하며, 분산 과정에 대하여서도 흐름 모형의 경우와 유사한 방법에 의하여 분석한다. 여기서 흐름 모형(module)에 의하여 산출된 지하수 유속은 분산 모형의 입력변수로 되며, 결국 본 연구의 모형은 자유 지하수면과 바닥의 굴곡을 고려하는 3차원 형태를 나타낸다. 모형에 대한

검증는 해석해(Lee, 1989)와 비교하거나 mass balance 검토 등의 방법에 의하여 수행되고, 관측 자료를 이용한 역해석에 의하여 연구 대상지역의 매개변수(parameter)를 산출한다. 또한 최종적으로, 산출된 매개변수를 이용한 해석에 의하여 양수정의 거동와 지하댐의 효용성 등에 대한 평가를 시도하고자 한다.

2. 비피압 대수층에서의 흐름 및 분산

2.1 지배방정식과 관련 이론

Fig. 1은 비피압 대수층에서 지하수 흐름에 관한 물리량을 나타내고 있다. 이 그림을 참조하여, 지하수 흐름의 지배방정식을 유도할 경우, Boussinesq 방정식으로 불리우는 다음과 같은 비선형 편미분 방정식으로 나타낼 수 있다(Charbeneau, 2000).

$$\frac{\partial H}{t} = \frac{\partial}{\partial x}\left\{K(H-\zeta)\frac{\partial H}{\partial x}\right\} + \frac{\partial}{\partial y}\left\{K(H-\zeta)\frac{\partial H}{\partial y}\right\} + W \qquad (1)$$

여기서, 는 비산출율(specific yield)로서 무차원이며, 는 시간, H는 지하수위, ζ는 대수층 바닥의 표고, K는 투수계수이다. 또한 W는 단위면적 단위시간당의 침투량으로서 L/T의 차원을 갖는다.

Eq. (1)은 유체가 비압축성이며, 일정한 밀도와 점성을 가지고 있고, 매질은 비균질(heterogeneous), 등방성(isotrophic)이며, 흐름은 Darcy 법칙과 Dupuit 가정을 따르는 2차원 포화

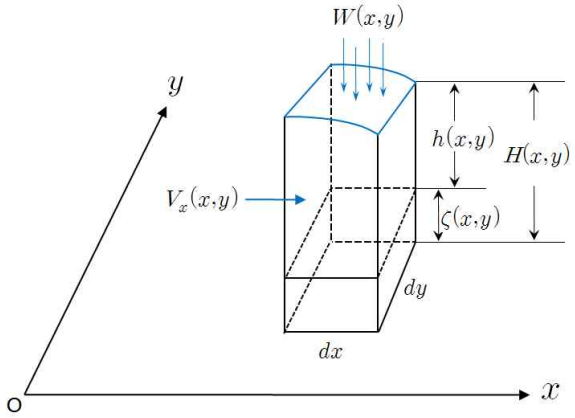


Fig. 1. Elemental Volume through the Entire Depth of an Unconfined Aquifer

흐름을 가정하고 있다. 여기서 비산출율 S_y는 포화된 대수층의 물이 중력에 의해 배수되는 부피의 전체 부피에 대한 비를 의미하며, 매질이 거친 모래나 자갈인 경우 0.2～0.3, 가는 모래에서는 0.1～0.15, 그리고 점토질은 0.05 이하의 값을 갖는 것으로 알려져 있다(Charbeneau, 2000).

한편, Fig. 1과 같은 2차원의 흐름을 전제로하여, 본 연구에서는 비피압 대수층에서의 용질 분산을 나타내는 식을 다음과 같이 제시한다.

$$\frac{\partial hC}{t} = -V\frac{\partial hC}{\partial x} - V_y\frac{\partial hC}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x}\left(D_x\frac{\partial hC}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(D_y\frac{\partial hC}{\partial y}\right) - Q\,\delta(x-x_o)\,\delta(y-y_o) - \lambda hC \qquad (2)$$

여기서, C는 용질의 농도(단위면적, 단위깊이당 질량), h는 바닥면으로부터의 지하수위($H-\zeta$), V_x, V_y는 각각 x,y 방향의 평균유속, D_x, D_x는 분산계수(dispersion coefficient)이다. 또한 Q는 단위시간당 투여되는 질량, δ는 Dirac delta함수이며, λ는 감쇠율(차원:T^{-1})을 나타낸다. 이 식은 유도과정에서 이송, 분산, 감쇠 등의 물리현상에 대한 질량보존 법칙이 적용되었다. 여기서, 각 항목의 단위시간당 질량이동 계산식은 Table 1에 제시된 바와 같다.

Eq. (2)에서 분산계수는, 분자확산과 기계적 분산의 합으로서, 분자확산을 무시하고 기계적 분산만을 고려한다면, 다음식으로 나타낼 수 있다(Sun, 1996).

$$D_x = \alpha V_x^{\,m} + \beta V_y^{\,m} \qquad (3a)$$

$$D_y = \alpha V_y^{\,m} + \beta V_x^{\,m} \qquad (3b)$$

여기서, α는 종분산지수(longitudinal dispersivity), β는 횡분산지수(transverse dispersivity), m은 지수(exponential)이다. 분산지수는 현장 규모(scale)에 따라 변화한다. Klotz et al. (1980)에 의하면 횡분산지수는 종분산지수의 20% 정도의 값을 나타내며, 지수 m의 값의 범위는 1～1.2이다 (Sun, 1996). 여기서 m을 1로 가정한다면 Eqs. (3a)～(3b)는 다음과 같다.

$$D_x = \alpha V_x + \beta V_y \qquad (4a)$$

$$D_y = \alpha V_y + \beta V_x \qquad (4b)$$

Gelhar et al. (1985)의 그래프인 Fig. 2는 현장 규모에 따라

Table 1. The Mass Transport Equations

Item	Equation	Remarks
Transport by advection (in the direction)	$\times \eta C \times dA$	η: Effective porosity dA: Cross-sectional area of flow ($dy \times h$) Vol: Volume of the element ($dx \times dy \times h$)
Transport by dispersion (in the x direction)	$\eta D_x \times \frac{\partial C}{\partial x} \times dA$	
Decay in the elemental volume	$C \times Vol \times \lambda$	
source or sink	Q	

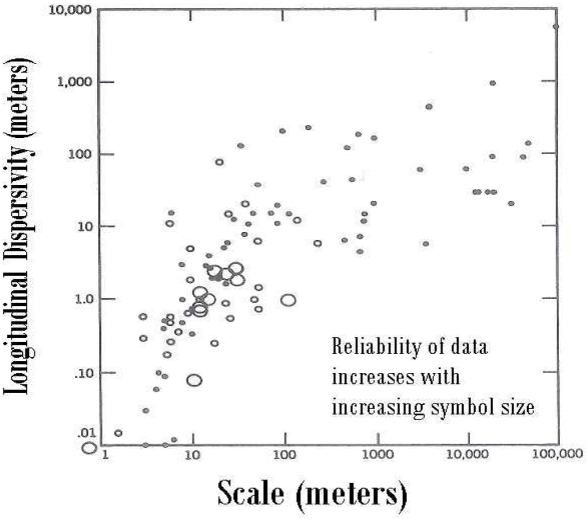


Fig. 2. Scale of Observation Versus Longitudinal Dispersivity (Source: Gelhar et al., 1985)

변동하는 종분산지수의 일반적인 형태를 보여주고 있다 (Bedient et al., 1994).

2.2 FDM에 의한 수치모형

chain rule을 고려하면, Eq. (1)은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{\partial h}{t} = \frac{\partial K(h-\zeta)}{\partial x}\frac{\partial H}{\partial x} + K(h-\zeta)\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial K(H-\zeta)}{\partial y}\frac{\partial H}{\partial y} + K(H-\zeta)\frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + W \tag{5}$$

Fig. 3과 같은 Grid를 참조하여, Eq. (5)의 좌변항인 $\frac{\partial h}{t}$는 후방 차분법을 사용하고, 우변 항들을 시간 단계 n에서 표현하면 각각 다음과 같다(편의상 시간단계 n은 생략하여 표기한다).

$$S_y \frac{\partial H}{\partial t} \simeq S_y \frac{H_{i,j} - H_{i,j}^{n-1}}{\Delta t} \tag{6a}$$

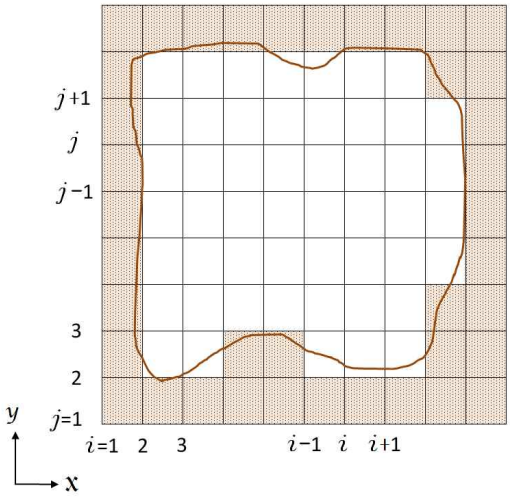


Fig. 3. Grid Overlay on an Aquifer System

$$\frac{\partial K(H-\zeta)}{\partial x}\frac{\partial H}{\partial x} \simeq \left[\frac{K_{i+1,j}(H_{i+1,j}-\zeta_{i+1,j}) - K_{i-1,j}(H_{i-1,j}-\zeta_{i-1,j})}{2\Delta x}\right]_Z \left[\frac{H_{i+1,j} - H_{i-1,j}}{2\Delta x}\right] \tag{6b}$$

$$K(H-\zeta)\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} \simeq K_{i,j}(H_{i,j}-\zeta_{i,j})\frac{1}{(\Delta x)^2}(H_{i+1,j} - 2H_{i,j} + H_{i-1,j}) \tag{6c}$$

$$\frac{\partial K(H-\zeta)}{\partial y}\frac{\partial H}{\partial y} \simeq \left[\frac{K_{i,j+1}(H_{i,j+1}-\zeta_{i,j+1}) - K_{i,j-1}(H_{i,j-1}-\zeta_{i,j-1})}{2\Delta y}\right]\left[\frac{H_{i,j+1} - H_{i,j-1}}{2\Delta y}\right] \tag{6d}$$

$$K(H-\zeta)\frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \simeq K_{i,j}(H_{i,j}-\zeta_{i,j})\frac{1}{(\Delta y)^2}(H_{i,j+1} - 2H_{i,j} + H_{i,j-1}) \tag{6e}$$

$$W \simeq W_{i,j} \tag{6f}$$

Eqs. (6a)~(6f)를 Eq. (5)에 대입하면, 수위 $H_{i,j}$에 대해서 비선형 연립방정식이 된다. 이러한 비선형 문제를 선형화하는 방법으로서 반복법, 뉴톤의 반복선형화 등의 방법이

있으며(Lee, 2015), 본 연구에서는 반복법을 사용한다. 즉, 수위 $_{,j}$에 대하여 비선형인 Eq. (6c)와 Eq. (6e)에서 $K_{i,j}$ $H_{i,j}-\zeta_{i,j}$)를 직전 계산단계의 값을 사용하고, 오차의 범위내에 수렴할 때까지 반복 계산을 수행한다.

한편, Eq. (2)의 차분식을 구하기 위하여, 좌변 항인 $\frac{\partial hC}{\partial t}$는 후방 차분법을 사용하고, 우변 항들을 시간 단계 n에서 표현하면 각각 다음과 같다(편의상 시간단계 n은 생략하여 표기한다).

$$\frac{\partial h}{t} \simeq \frac{h_{,j}C_{i,j} - h_{i,j}^{n-1}C_{i,j}^{n-1}}{\Delta t} \tag{7a}$$

$$-V_x\frac{\partial hC}{\partial x} \simeq -(V_x)_{i,j}\frac{h_{i+1,j}C_{i+1,j} - h_{i-1,j}C_{i-1,j}}{2\Delta x} \tag{7b}$$

$$-V_y\frac{\partial hC}{\partial y} \simeq -(V_y)_{i,j}\frac{h_{i,j+1}C_{i,j+1} - h_{i,j-1}C_{i,j-1}}{2\Delta y} \tag{7c}$$

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(D_x\frac{\partial hC}{\partial x}\right) \simeq D_x\frac{h_{i+1,j}C_{i+1,j} - 2h_{i,j}C_{i,j} + h_{i-1,j}C_{i-1,j}}{(\Delta x)^2} \tag{7d}$$

$$\frac{\partial}{\partial y}\left(D_y\frac{\partial hC}{\partial y}\right) \simeq D_y\frac{h_{i,j+1}C_{i,j+1} - 2h_{i,j}C_{i,j} + h_{i,j-1}C_{i,j-1}}{(\Delta y)^2} \tag{7e}$$

$$-Q_C\delta(x-x_o)\,\delta(y-y_o) - \lambda hC = -Q_{i,j}C_{i,j} - \lambda h_{i,j}C_{i,j} \tag{7f}$$

Eqs. (7a)~(7f)를 Eq. (2)에 대입하여, 분산방정식의 차분화를 완성하며, 그 해법은 흐름방정식의 경우와 유사하다.

2.3 모형의 산출 및 검증

부정류 지하수 흐름의 대표적인 문제 중의 하나는 경계수위의 급격한 변화에 의한 대수층의 흐름 변화로서, Fig. 4는 이를 나타내고 있다. 그림에서 대수층은 저수지와 접하고 있다. 초기조건은 지하수면과 저수지 수위가 일치하는 상태로 있다가, 저수지 수위가 급격하게 상승(buildup) 혹은 하강(drawdown)하면 지하수위는 시간에 따라 변동하게 되는데, 이러한 현상은 다음과 같은 1차원 부정류의 문제로서 표현할 수 있다(Lee, 1989).

$$S_y\frac{\partial h}{\partial t} = K\frac{\partial}{\partial x}\left(h\frac{\partial h}{\partial x}\right) \tag{8}$$

초기조건: $h(x,0) = H\,;\ x \geq 0$ (9a)

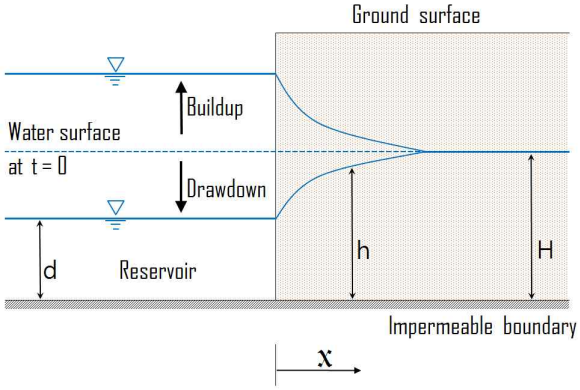


Fig. 4. Sketch of Groundwater Flow in Unconfined Aquifer

경계조건: $h(0,t) = d\,;\ t > 0$ (9b)

$$h(\infty,t) = H\,;\ t > 0 \tag{9c}$$

Eq. (8)과 Eqs. (9a)~(9c)는 다음과 같은 무차원 변수: $\eta = \frac{h}{H}$, $X = \frac{x}{H}$, $\tau = \frac{Kt}{S_yH}$를 도입함으로서 다음의 식으로 변화한다.

$$\frac{\partial\eta}{\partial\tau} = \frac{\partial}{\partial X}\left(\eta\frac{\partial\eta}{\partial X}\right) \tag{10}$$

초기조건: $\eta(X,0) = 1\,;\ X \geq 0$ (11a)

경계조건: $\eta(0,\tau) = \frac{d}{H}\,;\ \tau > 0$ (11b)

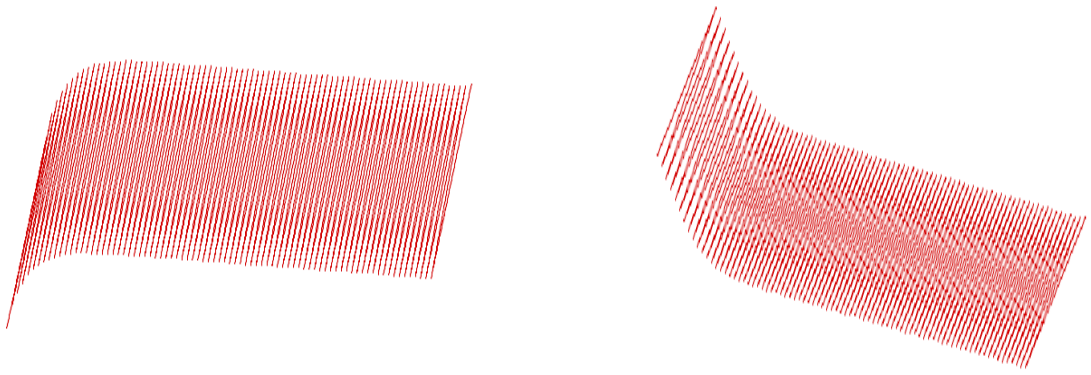
$$\eta(\infty,\tau) = 1\,;\ \tau > 0 \tag{11c}$$

또한, Boltzmann 변환 $\phi = \frac{X}{\tau}$을 적용하여, Eq. (10)과 Eqs. (11a)~(11c)로부터 다음과 같은 2계 비선형 상미분방정식을 얻는다.

$$-\frac{\phi}{2}\frac{d\eta}{d\phi} = \frac{d}{d\phi}\left(\eta\frac{d\eta}{d\phi}\right) \tag{12}$$

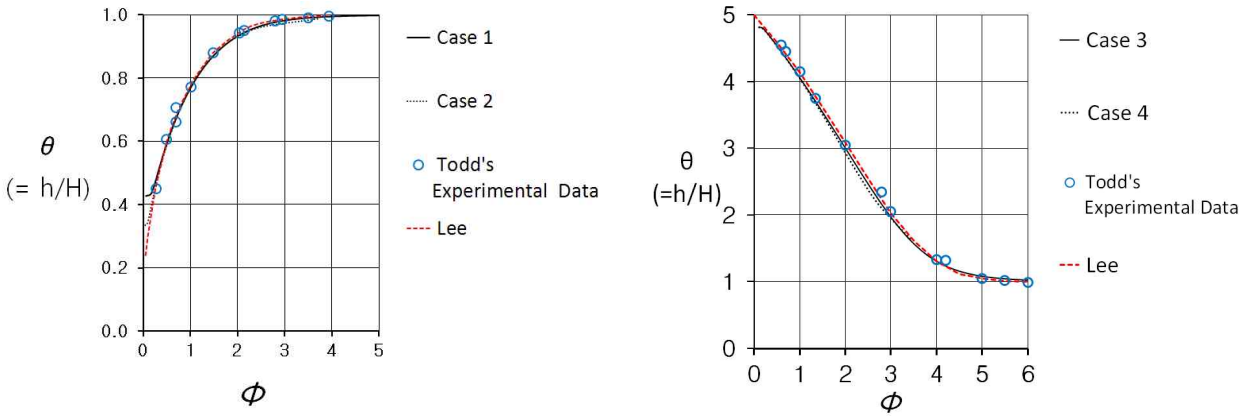
경계조건: $\eta(0) = \frac{d}{H}$ (13a)

$$\eta(\infty) = 1 \tag{13b}$$



(a) Drawdown (b) Buildup

Fig. 5. Schematic Diagram of Water Table in 2-dimensional Shape in This Study



(a) Drawdown (d/H=0.2) (b) Buildup (d/H=5)

Fig. 6. Water Table Profile (Data: Table 2)

Table 2. The Input Data for Fig. 6

		K (m/day)	dx (m)	dy (m)	x (m)	y (m)	H (m)	d (m)	d/H	Condition
Case 1	0.2	20	3	3	18	120	30	6	0.2	drawdown
Case 2	0.2	20	3	3	48	120	30	6	0.2	drawdown
Case 3	0.3	50	3	3	18	120	5	25	5	buildup
Case 4	0.3	10	3	3	48	120	5	25	5	buildup

결국 Eq. (8)의 해는 Eq. (12)에서의 함수 $=f(\phi)$에 의하여 구할 수 있다. 본 연구에서는 xy평면에서 급상승, 혹은 급강하의 수위를 구하고(Fig. 5), 이를 1차원에서의 결과인 기존의 연구와 비교하였다. 산출 결과는 대동소이하였으며 그 결과는 Fig. 6 및 Table 2에 제시되었다.

한편, 분산방정식의 검증을 위하여서는, 질량 이동의 증감 및 출입을 산출하여 그 오차는 입력자료의 변화에 따라서 10% 전후의 수치를 나타내었으며, Table 3에 일예를 제시하였다. 또한 이 경우 xy 평면의 시간에 따른 농도변화는 Fig. 7에 제시하였다.

3. 모형의 적용 및 매개변수의 보정

3.1 대상지역 선정 및 Grid 구성

본 연구의 수치모형을 적용할 대상으로서는 쌍천 하구역 (Fig. 8)을 선정하였다. 서론에서 언급한 바와 같이 이 지역은 유역 면적 65 km^{2}의 쌍천이 동해로 유출하는 곳으로서, 약 10

Table 3. The Mass Transport of a Simulation by the Numerical Model

Item		Mass (unit: kg)						Remarks
①	Point source input	250	0	0	0	0	0	
②	Convection input from left side		60	164.8	267.6	371.4	475.2	Accumulated value
③	Convection input from right side		-8.1	-20.3	-30.7	-42.8	-74.4	
④	Dispersion input from left side		26.8	32.7	38.3	43.9	49.6	
⑤	Dispersion input from right side		1.5	9.8	24.1	32.8	-23.7	
⑥	Decay		39.6	111.4	187.1	266.2	345.8	
⑦	Residual	745.5	347.2	367.8	386.5	420.5	391.9	
Mass balance ratio (①+②+③+④+⑤+⑥)/⑦			1.05	1.09	1.13	1.10	1.03	
Time (day)		0	11.6	31.6	51.6	71.6	91.6	

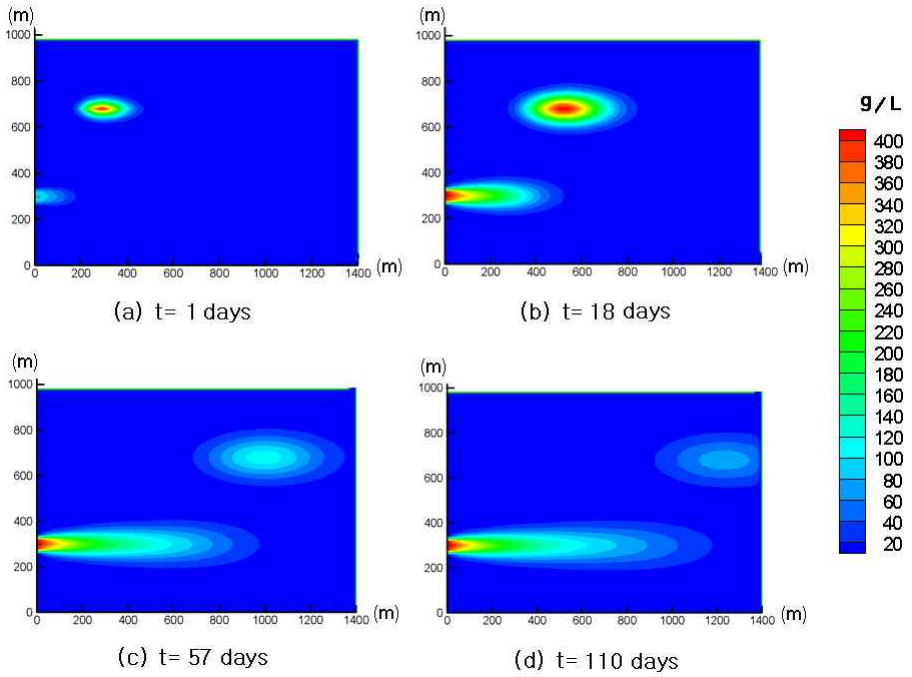


Fig. 7. Concentrations (g/L) at the Horizontal Plane Simulated in This Study

m 두께의 충적 대수층이 분포되어 있다. 800 m 길이의 지하댐은 해안선 근처에 설치되어 있으며, 여러 개의 양수정을 이용하여 하루에 평균 20,000 ton 이상의 물을 양수하고 있다.

수치모형을 적용할 영역은 Fig. 8에서 직사각형(1.4 km × 1 km)으로 나타내었다. 본 연구에서는 이 지역을 비피압 대수층으로 간주하고, 흐름 및 분산에 대한 수치모형을 적용하고자 한다. Grid는 70개 × 50개(dx=dy=20 m)로 하며 Fig. 9에 나타내었다. 수치모의 과정에 필요한 매개변수 등은 관련 보고서(Ministry of Construction and Transport, 2002 ; Ministry of Science and Technology, 2007)를 참고하여 작성되었으며, Table 4에 제시하였다.

3.2 수치실험 및 매개변수 보정

대수층의 지형정보 및 매개변수 등은 관련 보고서의 자료를 참조하여 평균적인 값을 적용하였다. 먼저 Fig. 8과 Fig. 9에 제시된 대수층의 평면적인 형상과 더불어 대수층의 평균깊이는 10 m, 경사는 동서방향으로 1/100로 하였다. 이 경우 대수층의 입면적인 모양은 Fig. 10에 제시된 바와 같이 나타낼 수 있다.

흐름모형(module)에 대한 매개변수의 보정을 위하여, 관련 보고서(Ministry of Science and Technology, 2007)의 관측 수위를 참조하여 Fig. 11에 제시하였다. Fig. 11에서 관측공 A, B, C의 위치는 Fig. 9에 나타낸 바와 같다. 그림에서 지하

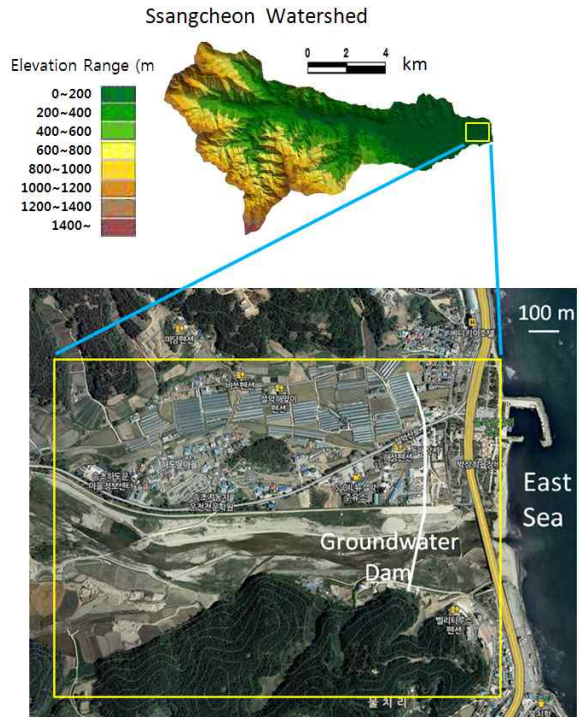


Fig. 8. Study Area

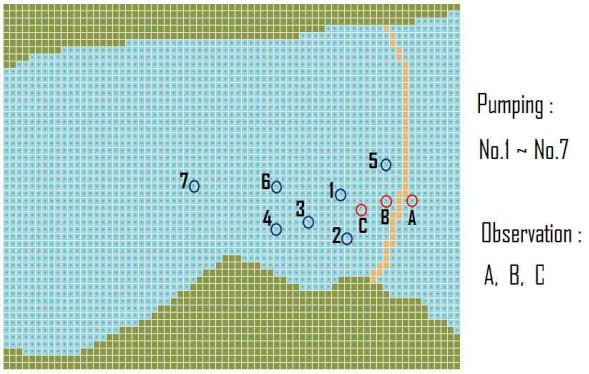


Fig. 9. Grid (70x50) or the FDM Model

Table 4. Hyraulic Parameters of Study Area

Item	Contents	Pumping rate (/day)
Depth of aquifer (Alluvial layer)	5m ~ 12m	No. 1 : 4,000 No. 3 : 3,000 No. 4 : 3,000 No. 5 : 4,000 No. 6 : 5,000 No. 7 : 5,000
Slope of aquifer	1/100 (from west to East sea)	
Hydraulic conductivity (Aquifer)	70m/day ~ 150m/day	
Hydraulic conductivity (Groundwater dam)	0.1m/day ~ 8m/day	
Effective porosity	0.2	

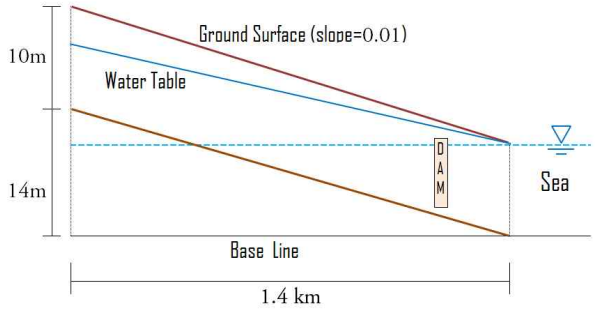


Fig. 10. Cross-sectional View of Aquifer with Seawater Level

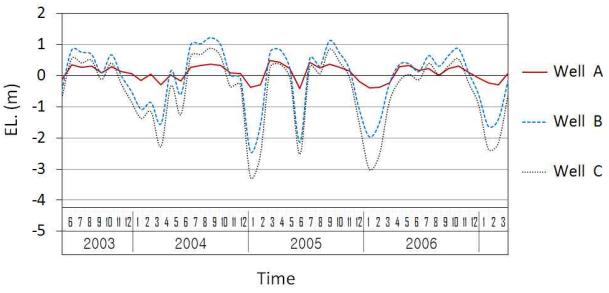


Fig. 11. Groundwater Elevations at the Observation Wells

수위는 전반적으로 풍수기인 7, 8, 9월에 높은 수위를 유지하며 갈수기인 12월, 1월, 2월에 낮은 수위를 보인다. 그런데, 지하댐의 외측(해수와의 접경 부근)에 있는 관측공 A에서의 수위는 관측공 B 혹은 관측공 C에 비하여 상대적으로 풍수기와 갈수기의 수위차가 크지 않다. 이는 관측공 A가 비교적 일정한 수위를 유지하는 해수와 접해 있고, 또한 지하댐의 외측에 있기 때문에, 관측정 B와 C에 비해서 양수 과정의 영향을 덜 받는 때문인 것으로 분석할 수 있다. 또한 관측공 B는 관측공 C에 비하여 평균적으로 0.5 m 높은 수위를 나타내며, 이는 관측공 B가 양수량이 많은 1호 양수정에 근접하여 있어 그 영향을 받는 때문인 것으로 분석된다.

본 연구에서는 흐름모형의 보정을 위해서, 지표 흐름의 영향이 크지 않고 변별력이 높은 갈수기(12월, 1월, 2월)의 수위를 이용하고, 또한 투수계수를 모형의 보정인자로 하여, 관측수위와 모형에 의하여 모의된 수위의 오차가 최소가 되도록 하였다. 여기서 지하댐의 투수계수는 4 m/day, 갈수기 때의 양수량은 평균양수량의 70%, 경계조건으로서는 내수쪽의 대수층 수위를 대수층 두께의 30%로 설정하여 수치모형에 의한 모의 결과를 산출하였다.

Table 5는 수치모형의 산출로서 나타난 투수계수의 변화에 따른 관측정의 수위를 보여주고 있다. 투수계수가 커질수록 양수정의 수위는 상승한다. 여기서 투수계수가 90 m/day

Table 5. Simulated Groundwater Elevations (unit: m) at the Wells for the Variation of Hydraulic Conductivity

Well No.	Hydraulic conductivity (m/day)						Remarks : Observed elevations (m)
	50	70	90	110	130	150	
A	-1.8	-1.0	-0.5	-0.1	0.1	0.2	-0.17
B	-4.1	-2.3	-1.2	-0.5	0.0	0.3	-1.16
C	-5.5	-3.0	-1.5	-0.6	0.1	0.5	-1.76

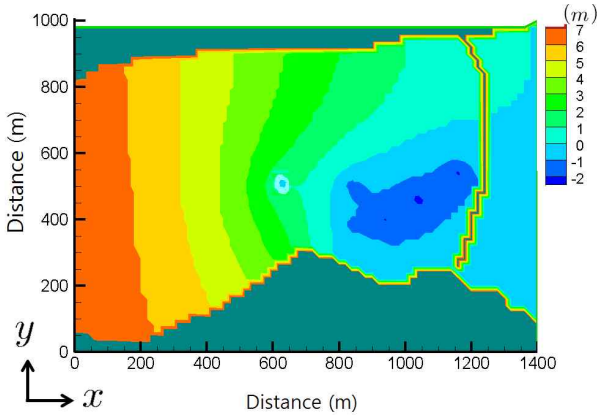


Fig. 12. Simulated Groundwater Elevation at Dry Season

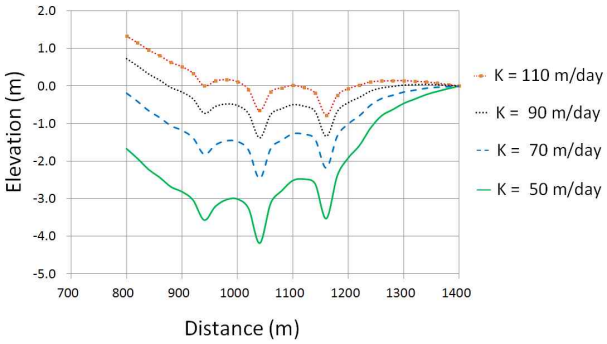


Fig. 13. Simulated Groundwater Elevation for Hydralic Conductivity

때의 수위가 관측치와 가장 근접하고 있으며, 오차의 범위는 0.1 m~0.3 m이다.

Fig. 12는 수위분포를 나타낸다. 그림에서 7호 양수정을 제외한 여타 양수정의 영향권은 서로 겹쳐 나타나는 양상을 확인할 수 있다. 양수정 상호간의 영향성을 판단하기 위하여 수위가 가장 낮은 수치를 보이는 1호 양수정과 5호 양수정을 연결하는 직선상의 수위를 Fig. 13에 별도로 제시하였다. 그림에서 투수계수의 변화에 대한 양수정 수위변화는 비교적 크게 나타나고 있으므로 투수계수의 민감도가 높은 것으로 판단된다. 또한 대수층을 통한 해안유출량은 (갈수기를 기준으로) 3700 m^3/day로 산출되었다.

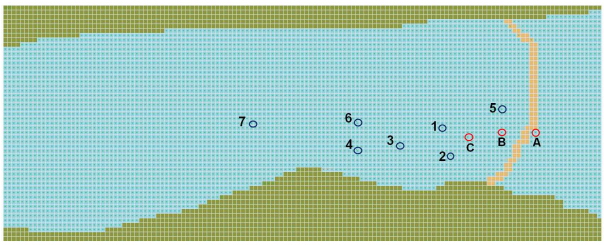


Fig. 14. Grid (140x50) for the FDM Model

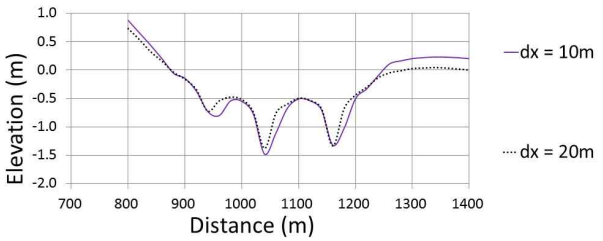


Fig. 15. Simulated Groundwater Elevation for Grid Size dx (K = 90 m/day)

한편, 격자망의 조밀도에 따른 수치 모형의 거동을 비교 검토하기 위하여, 수위변화가 상대적으로 큰 동서 방향으로의 격자수를 배로 증가시켜서(Fig. 14) 투수계수 K=90 m/day의 경우에 대하여 동일한 경계조건 하에 지하수위를 산출하였다. Fig. 15는 두가지 경우에 대한 비교로서 1호 양수정과 5호 양수정을 연결하는 직선상의 수위를 나타내고 있으며, 수위분포는 크게 차이가 나지 않는 출력 결과를 보여준다.

분산모형의 수행을 위해서는 흐름모형으로 출력되는 유속 와 V_y를 입력 데이터로 사용한다. 그리고 분산계수의 산정을 위해서는 분산지수의 값을 결정하여야 한다. 전술한 바와 같이 분산지수는 현장 규모(scale)에 따라 변화한다. Xu and Eckstein (1995)은 종분산지수를 현장규모 L의 함수로서 다음과 같이 제안하였다.

$$=0.83\ (\log_{10}L)^{2.414} \tag{14}$$

위의 식을 적용한다면, 연구 대상지역 (L=1400)의 종분

Table 6. The Observed Chlorine Ion (l) Concentration (unit: mg/L)

	Year	2015						
	Month	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.
No. 1 Puming well	Max.	568	745	248		108		
	Average	386	430	111		156		
No. 5 Puming well	Max.	6,390	12,957	3,124	284	6,390	1,917	79
	Average	2,270	6,265	713	103	1,482	764	56

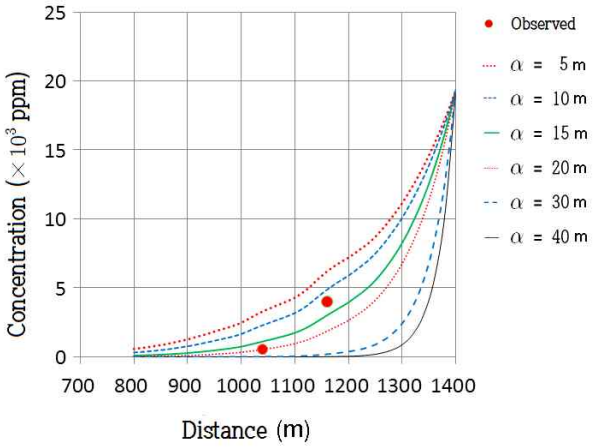


Fig. 16. The Chlorine Ion (cl^-) Concentration in the Line from No. 1 Well to No. 5 Well

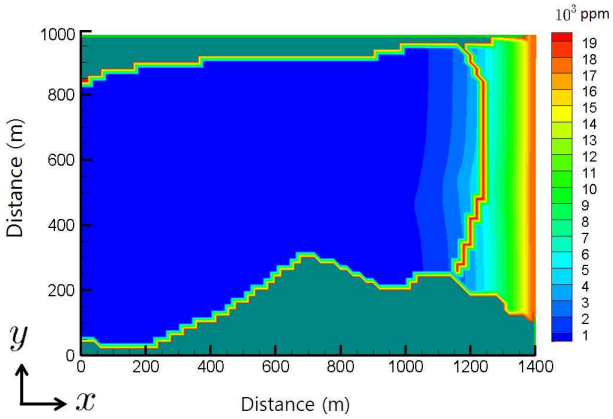


Fig. 17. Simulated Chlorine Ion (cl^-) Concentration (with Groundwater Dam)

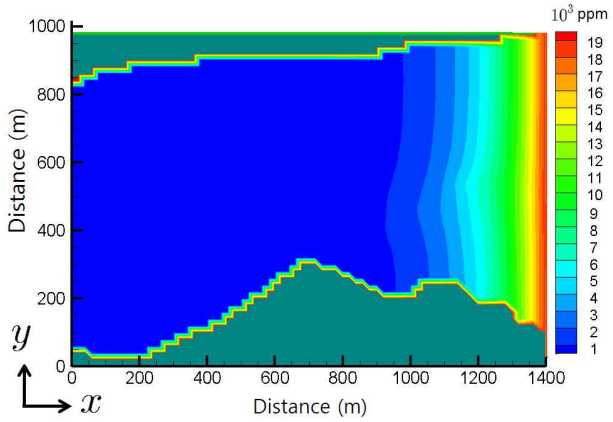


Fig. 18. Simulated Chlorine Ion (cl^-) Concentration (without Groundwater Dam)

산지수는 13 m이다. 한편 Fig. 2에서 나타내는 데이터로서 대상지역의 종분산지수를 추정한다면 그 값은 10～100 m이다. 그러나 불확실성이 크므로, 본 연구에서는 종분산지수 를 보정인자로 하여(횡분산지수는 종분산지수의 20%로 설정) 관측된 염소이온(cl) 농도와 최소오차를 산출하는 종분산지수를 결정한다. 염소이온 농도는 1호 양수정과 5호 양수정에서 관측된 값으로서 Table 6에 제시된 바와 같다. 여기서 수위 보정의 경우와 마찬가지로 갈수기(2월과 3월)의 자료를 기준으로 한다면 1호 양수정의 평균적인 염소이온 농도는 약 400 mg/L, 5호 양수정의 경우 약 4000 mg/L의 값을 나타낸다.

모형보정을 위하여 종분산지수를 1 m에서 100 m 사이에서 변화시키면서 모의 결과를 산출하였으며 그 결과는 Fig. 16과 같다. 그림에서 염소이온 농도는 1호 양수정과 5호 양수정을 연결하는 직선 내의 값으로서 종분산지수가 15 m의 경우 모의 결과와 관측치가 오차율 10%로서 가장 근접하는 것으로 나타났다. 이 경우의 연구 대상지역의 염소이온 농도분포는 Fig. 17와 같다.

또한 모형보정에 의하여 결정된 종분산지수를 근거로 하여, 지하댐이 설치되지 않았을 경우를 가정하여 염소이온 농도의 분포를 산출하였다(Fig. 18). 이 경우 1호 양수정은 1800 mg/L, 5호 양수정은 5100 mg/L로서 관측치(지하댐이 설치된 경우)보다 최소한 1000 mg/L 이상의 증가를 보이는 것으로 산출되어 지하댐의 영향이 큰 것으로 분석되었다.

4. 요약 및 결론

우리나라 해안 지형의 특성인 비피압 충적 대수층에서 지하수 흐름 및 분산 현상을 모의하기 위한 수치모형을 개발하고, 이와 관련한 분석, 검증을 수행하였다. 또한 지하댐이 있는 쌍천 하구역에 적용하여 양수정의 영향권과 해안유출량 및 염소이온 농도에 대한 지하댐의 영향을 해석하였다. 개발된 수치모형은 비선형 Boussinesq 방정식의 해를 유한차분 방법에 의하여 산출한다. 수치모형은 자유 지하수면과 바닥의 굴곡을 고려하는 평면 2차원 모형이므로, 결국 3차원 형태를 나타낸다. 수치모형 과정에서 방정식의 비선형 문제를 극복하기 위하여는 반복법을 사용하였다.

수치모형을 검증하기 위한 방법으로, 흐름모형(모듈)의 경우, 경계면 저수지 수위가 급격하게 상승(buildup) 혹은 하강(drawdown)하는 비선형 1차원 부정류 문제의 해석해(Lee, 1989)와 비교하였다. 해석해는 볼츠만 변환에 의하여 산출된 것으로서 본 수치모형의 결과는 해석해와 큰 차이 없이 일치하였다. 또한 분산모형의 검증을 위하여는 질량투입 등의 초기 및 경계조건을 설정하고 모형의 결과를 산출하여 이송과 분산의 거동을 확인하였다. 여기서 mass balance는 10% 내외의 수치를 나타내어 비교적 양호한 것으로 판단된다.

개발된 수치모형을 해안지역의 충적 비피압 대수층의 지형인 쌍천 하구역에 적용하였다. 이 지역은 지하댐이 설치되어 있고 양수정에 의하여 년간 수백만ton의 물을 양수하는 곳으로 염수침입의 문제가 상존하는 지역이다. 수치모형이 적용된 하구역은 1.4 km × 1.4 km의 규모이며, 역해석에 의하여 투수계수나 분산계수 등 관련 매개변수를 도출하는 과정을 제시하였다. 분산계수는 분산지수와 지하수 평균속도에 대한 선형함수로 가정하였으며, 관측 자료는 변별력이 높게 나타난 갈수기의 자료를 이용하였다. 역해석으로 산출된 결과, 연구 대상지역의 투수계수는 90 m/day, 종분산지수는 15 m인 것으로 산출되었다.

도출된 매개변수에 의하여 수치모형을 수행하여 연구 대상지역 내의 흐름 및 분산에 대한 모의를 실행한 결과, 7호 양수정을 제외하고는 모든 양수정이 서로 영향권 내에 있는 것으로 나타났다. 투수계수의 변화에 대한 양수정 수위변화는 비교적 크게 나타나고 있으므로 투수계수의 민감도가 높은 것으로 판단된다. 또한 대수층을 통한 해안유출량은 3700 m^3/day로 산출되었다. 갈수기를 기준으로한 염소이온 농도는 지하댐이 없을 경우 1호 양수정은 1800 mg/L, 5호 양수정은 5100 mg/L으로서 관측치(지하댐이 설치된 경우)보다 최소한 1000 mg/L 이상의 증가를 보이는 것으로 산출되어 지하댐의 영향이 큰 것으로 분석되었다.

결론적으로, 본 연구의 수치모형은 비피압 대수층의 특성을 보이는 우리나라 해안 지역에서 흐름이나 분산 과정의 모의를 통하여, 양수정이나 지하댐 등과 같은 수리 구조물의 설계와 평가 등의 목적으로 활용될 수 있을 것이다. 또한 모형의 보정을 뒷받침하는 지형 및 지질자료, 수위와 염소이온 농도 등 관측자료를 충분히 확보함으로서 모형의 신뢰성을 더욱 제고할 수 있다.

감사의 글

지하댐 운영과 관측 자료에 관한 정보 제공에 협조해주신 속초시 상수도 사업소에 감사드립니다.

References

Bedient, P.B., Rifai, H.S., and Newell, C.J. (1994). *Groundwater contamination (Transport and remediation)*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J., pp. 119-128.

Charbeneau, R.J. (2000). *Groundwater hydraulics and pollutant transport*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., pp. 48-55.

Cupola, F., Tanda, M.G., and Zanini, A. (2015). "Laboratory estimation of dispersivity coefficient" *Procedia environmental sciences*, Vol. 25, pp. 74-81.

Gelhar, L.W., Montoglou, A., Welty, C., and Rehfeldt, K.R. (1985). "A review of field-scale physical solute transport processes in saturated and unsaturated porous media." Final Proj. Rep. EPRI EA-4190, Electric Power Research Institute, Palo Alto, CA.

Hong, S.H., Han, S.Y., and Park, N.S. (2003). "Assessment of potential groundwater development in coastal area." *Journal of Korean Society of Civil Engineers*, Vol. 23, No. 3B, pp. 201-207.

Jiang, Q., and Tang, Y.I. (2015). "A general approximate method for the groundwater response problem caused by water level variation" *Journal of Hydrology,* Vol. 529. vol. 1, pp. 398-409.

Jung, J.S., Kim, M..H., and Bang, K.M. (2002). "Analysis of stream-aquifer using nonlinear Boussinesq equation." *Journal of the Environmental Sciences*, Vol. 11, No. 1, pp. 57-61.

Kim, J.W., Lim K.N., Park H.J., and Rhee B.K. (2013). "Analyzing the effect of groundwater dam construction using groundwater modelling." *Journal of Korean Society of Groundwater Environment*, Vol. 18(3), pp. 11-23.

Kim, M.H., Ceon, I.K., and Jung, J.S. (2002). "An analysis of groundwater flow in the multi-aquifer system." *Journal of KoSSGE*, Vol. 7, No. 4, pp. 10-16.

Kim, N.W., Na, H., and Chung, I.M. (2011). "Integrated surface-groundwater hydrologic analysis for evaluating effectiveness

of groundwater dam in Ssangcheon watershed." *Econ. Environment. Geology*, Vol. 44, No. 6, pp. 525-532.

Knight, J.H. (2005). "Improving the Dupuit-Forchheimer groundwater free surface approximation" *Advances in water resources*, Vol. 28, No. 10, pp. 1048-1056.

Lee, J.K. (1989). "Unsteady groundwater flow in aquifer." *Journal of Korea Water Resources Association*, Vol. 22, No. 2, pp. 233-239.

Lee, K.S. (2015). *Numerical methods for engineers.* Sehwa Publisher.

McDonald, M.G., and Harbaugh, A.W. (1991). MODFLOW: *A Modular three dimensional finite difference flow model.* IGWMC Groundwater modeling Software, International Ground Water Modeling Center.

Ministry of Construction and Transport (2002). *Report for Plan of the development of groundwater dam.* GW Project No. 2002-1a.

Ministry of Science and Technology (2007). *Application of sustainable water resources development technology by using groundwater dam.* 21st Century Frontier R&D Program Report No. 3-6-2.

Pinder, G.F. and Gray, W.G. (1997). *Finite element simulation in surface and subsurface hydrology.* Academic Press.

Qu, W., Li, H., Wan, L., Wang, S., and Jiang, X. (2014). "Numerical simulation of steady-state salinity distribution and submarine griundwater discharges in homogeneous anisotropic coastal aquifers" *Advances in Water Resources,* Vol. 74, pp. 318-328.

Sun, N.Z. (Translation by Fan, P., and Shi, D.) (1996). *Mathematical modelling of groundwater pollution.* Springer-Verlag New York Inc., and Geological Publishing House. pp. 34-46.

Teloglou, I.S., and Bansal, R.K. (2012). "Transient solution for stream-unconfined aquifer interaction due to time varing stream head and in the presence of leakage." *Journal of Hydrology,* Vol. 428/429, pp. 68-79.

Todd, D.K. (1954). "Unsteady flow in porous media by means of Hele-Shaw viscous fluid model" Trans., AGU, Vol. 35, No. 6, Dec.

Wang, H.F., and Anderson, M.P. (1982). *Introduction to groundwater modelling.* W.H. Freeman and Company.

Xu, M., and Eckstein, Y., 1995, "Use of weighted least-squares method in evaluation of relationship between dispersivity and field scale." *Groundwater*, Vol. 33, No. 6, pp. 905-908.

Yang, J.S., Lim, C.H., Park, J.H., Park, C.K., and Jeong, G.C. (2005). "The correlation between the precipitation considering infiltration and groundwater level in Ssangchun watershed." *The Journal of Engineering Geology* , Vol. 15, No. 3, pp. 303-307.

Yun, S.H., Park, J.H., and Park, C.K. (2004). "A study for reducing sea water intrusion in the groundwater dam operation." *Journal of Korea Water Resources Association*, Vol. 37, No. 2, pp. 97-108.