

대규모 육지수문모형에서 사용 가능한 지표면 및 지표하 연계 물흐름 모형의 개발: II. 모형적용

Development of a Conjunctive Surface-Subsurface Flow Model for Use in Land Surface Models at a Large Scale: Part II. Model Implementation

최현일*
Choi, Hyun Il

Abstract

The new conjunctive surface-subsurface flow model at a large scale was developed by using a 1-D Diffusion Wave (DW) model for surface flow interacting with the 3-D Volume Averaged Soil-moisture Transport (VAST) model for subsurface flow for the comprehensive terrestrial water and energy predictions in Land Surface Models (LSMs). A selection of numerical implementation schemes is employed for each flow component. The 3-D VAST model is implemented using a time splitting scheme applying an explicit method for lateral flow after a fully implicit method for vertical flow. The 1-D DW model is then solved by MacCormack finite difference scheme. This new conjunctive flow model is substituted for the existing 1-D hydrologic scheme in Common Land Model (CLM), one of the state-of-the-art LSMs. The new conjunctive flow model coupled to CLM is tested for a study domain around the Ohio Valley. The simulation results show that the interaction between surface flow and subsurface flow associated with the flow routing scheme matches the runoff prediction with the observations more closely in the new coupled CLM simulations. This improved terrestrial hydrologic module will be coupled to the Climate extension of the next-generation Weather Research and Forecasting (CWRf) model for advanced regional, continental, and global hydroclimatological studies and the prevention of disasters caused by climate changes

Key words : land surface model, conjunctive flow model, numerical implementation, flow routing

요 지

대규모 육지수문모형(Land Surface Model, LSM)에서 종합적인 육지 물흐름 및 에너지흐름의 예측을 위해 새로운 지표면-지표하 연계 물흐름 모형이 지표하 물흐름 모의를 위한 3차원 체적평균 토양수분 이송방정식(Volume Averaged Soil-moisture Transport, VAST)을 지표수 흐름모의를 위한 1차원 확산방정식과 연계하여 개발되었다. 각 흐름특성에 맞는 복합적인 수치해석법이 적용되어, 시간분할 방법에 의해 3차원 VAST 방정식의 종방향 흐름이 완전음해법에 의해 해석된 후, 횡방향 흐름이 양해법으로 구해지며, 그 후에 1차원 확산방정식은 MacCormack 유한차분법으로 계산한다. 이 새로운 흐름연계모형은 최신의 육지수문모형인 CLM(Common Land Model)내의 기존 1차원 수리수문계산부분을 대체하게 된다. CLM과 결합된 새로운 연계흐름모형은 오하이오 계곡부근의 시험유역에 적용되었으며, 모의결과는 지표면-지표하 물흐름 상호작용의 모의와 지표수 흐름추적 방법을 사용한 새로운 모형의 유출예측이 실측치에 더 근접함을 보여준다. 이 개선된 육지수문모형은 지역적, 대륙적, 그리고 지구전체를 다루는 수문기상연구와 기후변화로 인한 재해예방을 위하여 기상모형인 CWRf(Climate extension of the next-generation Weather Research and Forecasting)와 연계될 예정이다.

핵심용어 : 육지수문모형, 연계흐름모형, 수치해석법, 흐름추적

1. 서 론

종방향 1차원적 물흐름 모의만이 가능한 기존의 육지수문 모형들에서는 지표면 및 지표하 물흐름의 횡방향 예측이 어렵다. 이러한 모형의 단점을 보완하기 위해 최근의 일부 모형들에서는 Topmodel(Beven과 Kirkby, 1979)의 방정식을

도입하여 기저유출을 계산하고 있다(Stieglitz 등, 1997; Chen과 Kumar, 2001; Warrach 등, 2002; Niu 등, 2005). 그동안 소규모 유역에 적용이 가능한 지표면-지표하 연계 물흐름 모형들이 개발되어 왔지만(Smith와 Woolhiser, 1971; Singh와 Bhallamudi, 1997; Corradini 등, 1998; Morita와 Yen, 2002; Panday와 Huyakorn, 2004), 대규모 축적의 육

*정회원 · 미국 일리노이주 수자원조사국 기상연구팀 연구원(hichoi@uiuc.edu)

지수문모형에서는 각 계산망에서의 초과강우와 지표포화로 인한 유출만을 계산하고, 지표수 흐름을 추적하여 모의하는 시도는 아직 이루어지지 않고 있다.

본 연구에서는, 지표면 물흐름 모의를 위한 1차원 확산모형과 지표하 물흐름 모의를 위한 3차원 VAST모형이 결합되어 개발된 지표면-지표하 연계 물흐름 모형을 기존 육지수문모형에 적용하고, 개선된 모형을 사용하여 시험유역에서의 모의 결과를 실측치와 비교하였다. 연계모형내 각 흐름방정식의 해를 구하기 위하여 각각의 수식에 적합한 혼합된 수치해석법을 적용하였다. 3차원 체적평균 토양수분 이송방정식은, 시간분할법에 의해 먼저 종방향 흐름이 완전음해법으로 해석된 후 횡방향 흐름을 양해법으로 계산하게 된다. 1차원 확산방정식의 해석은 시간 및 공간적으로 2차항의 정확도를 가지는 MacCormack 유한차분법을 사용한다.

이 새로운 지표면-지표하 연계 물흐름 모형은 최근의 지표모형중에 하나인 CLM의 기존 1차원 수리수문부분을 대체하게 된다. 새로운 모형이 결합된 CLM에서 지형에 의한 수문 예측영향을 평가하기 위해 오하이오 계곡주변의 시험유역을 선정하여 새로운 모형 및 기존모형의 하천수문곡선을 미국 지질조사소(US Geological Survey; USGS)의 실측치와 비교 분석하였다. 기존 및 새로운 모형은 3시간 단위의 북미지역 재분석(North American Regional Reanalysis, NARR)자료를 모형의 구동을 위한 기상자료로 이용하였다. 모형의 초기조건을 위해서는 1999년의 NARR자료로 모형을 1년간 3회 반복 구동하여 안정화시킨후, 2000년 1년간의 모의결과를 실측치와 비교하였다.

2. 수치해석방법

대규모 육지수문모형에서 이용가능한 지표면-지표하 연계 물흐름 모형의 각 흐름성분들은 다양한 수치해석법에 의해 다음과 같이 해를 구하게 된다.

2.1 지표하 물흐름 계산을 위한 수치해석법

효율성있는 VAST 방정식의 풀이를 위해, 종방향 흐름을 완전 음해법으로 계산한 다음, 횡방향 흐름에 양해법을 적용하는 시간분할 수치해석법을 사용하였다. VAST 방정식을 다시 표현하면 다음과 같다.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = O(\theta) = O_V(\theta) + O_L(\theta) \quad (1)$$

여기서, θ 는 예측모의 변수인 계산망 체적평균 토양수분함량, t 는 시간, 그리고 O 는 지표하 종방향 및 횡방향 흐름성분 함수를 나타내는 각각의 독립적인 연산기호 O_V 와 O_L 의 합이다. 첫번째 단계에서 각 계산격자들에서의 종방향흐름을 다음과 같이 완전음해법을 사용하여 산정한다.

$$\theta^s = \theta^t + \Delta t O_V(\theta^s) \quad (2)$$

여기서, θ^t 과 θ^s 는 각각 이전시간단계(t)에서의 기지값과 첫번째 분할시간단계(s)에서 계산된 임시값을 나타낸다. 두번째

단계에서는 임시값 θ^s 을 사용하여 각 계산격자들에서의 횡방향흐름을 양해법을 사용하여 다음과 같이 계산한다.

$$\theta^{t+1} = \theta^s + \Delta t O_L(\theta^s) \quad (3)$$

따라서, 모든 격자망의 값들은 다음 시간단계 $t+1(t+\Delta t)$ 의 값으로 변환된다. 자세한 내용은 다음에 계속된다.

2.1.1 종방향 흐름계산을 위한 완전음해법

수치해석 첫번째 단계 계산을 위하여, VAST방정식의 종방향 성분들은 다음 식 (4)로 나타내어 진다.

$$\frac{\partial \theta_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D_\mu \frac{\partial w}{\partial z} + \frac{\partial D_\sigma}{\partial z} - K_\mu - K_{\sigma_1} \right] = \frac{\partial F}{\partial z} \quad (4)$$

여기서, θ_v 는 종방향 흐름에 의해 계산되는 계산망 체적평균 토양수분함량, z 는 지형표고 Z_G 를 기준으로 지구중심을 향하는 연직방향축, $w = \theta/\theta_s$ 는 포화토양수분량(공극) θ_s 에 대한 상대토양수분도이다. D_μ 와 D_σ 그리고 K_μ 와 K_{σ_1} 는 각각 계산망내 흐름의 평균치(μ) 및 변화성분(σ) 흐름에 해당하는 토양의 확산도와 수리전도도를 나타낸다. 자세한 내용은 최현일(2008)의 내용을 참조하기 바란다. 식(4)에서 F 는 종방향 토양수분 흐름의 총성분을 나타내며, 증발산 등의 손실을 포함한 식(4)의 완전음해법을 사용한 유한차분식은 첫번째 계산 단계 s 에서 다음과 같이 나타내어진다.

$$\Delta Z_k \frac{\Delta \theta_k}{\Delta t} = F_{Z_k}^s - F_{Z_{k-1}}^s - E_k^s \quad (5)$$

여기서, 첨자 k 는 연직방향 z 축의 격자(토양층), Δt 는 시간간격, ΔZ_k 는 토양층 경계 좌표 Z_k 와 Z_{k-1} 사이의 토양층 두께, $\Delta \theta_k = \theta_k^s - \theta_k^{s-1}$ 는 토양수분 변화량, 그리고 E_k^s 는 증발산량($r_{ri} E_r$)을 포함한 토양수분의 손실항이다. 증발산은 잠열(latent heat flux)계산에 의해 산정되는 식물호흡률 E_r 에 근저항(root resistance)계수 r_{ri} 를 고려하여 계산되며, r_{ri} 는 다음의 식으로 계산된다.

$$r_{ri} = \left\{ \begin{array}{l} 1 - \frac{\psi}{\psi_{max}} \\ \frac{\psi_s}{\psi_{max}} \\ 1 + \frac{\psi_s}{\psi_{max}} \end{array} \right\} \quad (6)$$

여기서, ψ , ψ_s , 그리고 ψ_{max} 각각 실제, 포화상태, 그리고 위조점(wilting point)에서의 토양의 흡입수두를 나타낸다.

총 연직방향 흐름함수 $F_{Z_k}^n$ 는 예측모의 변수인 토양수분함량 θ_k 에 대한 고차원의 비선형함수이기 때문에 식 (5)를 직접 풀기 위해서는 반복계산이 요구되므로, 계산의 효율을 위해 비선형항들을 2차항 정밀도의 Taylor 전개를 사용하여 선형화하였다.

$$F_{Z_k}^s = F_{Z_k}^n + \frac{\partial F_{Z_k}^n}{\partial \theta_k^n} \Delta \theta_k + \frac{\partial F_{Z_k}^n}{\partial \theta_{k+1}^n} \Delta \theta_{k+1} \quad (7a)$$

$$F_{Z_{k-1}}^s = F_{Z_{k-1}}^n + \frac{\partial F_{Z_{k-1}}^n}{\partial \theta_{k-1}^n} \Delta \theta_{k-1} + \frac{\partial F_{Z_{k-1}}^n}{\partial \theta_k^n} \Delta \theta_k \quad (7b)$$

두 토양층 k 와 사이 $k+1$ 의 경계부인 Z_k 에서 이전 계산단계의 흐름함수 $F_{Z_k}^n$ 를 유한차분식으로 나타내면 다음과 같다.

$$F_{Z_k}^n = (D_{\mu}^n)_{Z_k} \left(\frac{w_{k+1}^n - w_k^n}{\delta Z_k} \right) + \frac{(D_{\sigma}^n)_{k+1} - (D_{\sigma}^n)_k}{\delta Z_k} - (K_{\mu}^n)_{Z_k} - (K_{\sigma})_{Z_k}^n \quad (8)$$

여기서, d_k 는 토양층 k 의 깊이로, 두 층의 중심사이의 거리는 $\delta Z_k = d_{k+1} - d_k$ 이다.

식 (8)을 식 (5)에 대입하면, 다음과 같은 삼중대각행렬을 구할 수 있으며, 이 행렬을 풀면 첫번째 계산단계에서의 값을 구할 수 있다.

$$a_k \Delta \theta_{k-1} + b_k \Delta \theta_k + c_k \Delta \theta_{k+1} = r_k \quad (9)$$

여기서, $a_k = \frac{\partial F_{Z_{k-1}}^n}{\partial \theta_{k-1}^n}$, $b_k = \frac{\partial F_{Z_{k-1}}^n}{\partial \theta_k^n} - \frac{\partial F_{Z_k}^n}{\partial \theta_k^n} + \frac{\Delta Z_k}{\Delta t}$, $c_k = -\frac{\partial F_{Z_k}^n}{\partial \theta_{k+1}^n}$ 그리고 $r_k = F_{Z_k}^n - F_{Z_{k-1}}^n - E_k^n$ 이다.

2.1.2 횡방향 흐름계산을 위한 양해법

VAST방정식의 횡방향 흐름 성분들을 다시쓰면 다음 식 (10)과 같다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta_h}{\partial t} = & \zeta \frac{\partial}{\partial x} \left[D_{\mu} \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial D_{\sigma}}{\partial x} + K_{\mu} + K_{\sigma_1} + K_{\sigma_2} \right] \\ & + \zeta \frac{\partial}{\partial y} \left[D_{\mu} \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial D_{\sigma}}{\partial y} + K_{\mu} + K_{\sigma_1} + K_{\sigma_2} \right] \end{aligned} \quad (10)$$

여기서, θ_h 는 횡방향 흐름에 따른 예측모의 토양수분함유량이고, ζ 는 종방향에 대한 횡방향 수리전도도의 이방성을 나타내는 계수이다. 각각 x - 및 y - 방향으로 L_x 와 L_y 의 격자중심 간 거리를 갖는 두 격자 i 와 j 에 대하여 중앙차분식 양해법을 사용한 식 (10)의 유한차분방정식은 다음 계산시간 단계 $n+1$ 에서 식 (11)로 나타내어진다.

$$\begin{aligned} \theta_{i,j,k}^{n+1} = & \theta_{i,j,k}^n + \frac{\Delta t}{L_x} \zeta \left\{ \left[(D_{\mu})_{i+\frac{1}{2},j,k}^n \left(\frac{w_{i+1,j,k}^n - w_{i,j,k}^n}{L_x} \right) - (D_{\mu})_{i-\frac{1}{2},j,k}^n \left(\frac{w_{i,j,k}^n - w_{i-1,j,k}^n}{L_x} \right) \right] \right. \\ & + \left[\frac{(D_{\sigma})_{i+1,j,k}^n - 2(D_{\sigma})_{i,j,k}^n + (D_{\sigma})_{i-1,j,k}^n}{L_x} \right] \\ & + \left. \left[\frac{(K_{\mu} + K_{\sigma_1} + K_{\sigma_2})_{i+1,j,k}^n - (K_{\mu} + K_{\sigma_1} + K_{\sigma_2})_{i-1,j,k}^n}{L_x} \right] \right\} \\ & + \frac{\Delta t}{L_y} \zeta \left\{ \left[(D_{\mu})_{i,j+\frac{1}{2},k}^n \left(\frac{w_{i,j+1,k}^n - w_{i,j,k}^n}{L_y} \right) - (D_{\mu})_{i,j-\frac{1}{2},k}^n \left(\frac{w_{i,j,k}^n - w_{i,j-1,k}^n}{L_y} \right) \right] \right. \\ & + \left[\frac{(D_{\sigma})_{i,j+1,k}^n - 2(D_{\sigma})_{i,j,k}^n + (D_{\sigma})_{i,j-1,k}^n}{L_y} \right] \\ & + \left. \left[\frac{(K_{\mu} + K_{\sigma_1} + K_{\sigma_2})_{i,j+1,k}^n - (K_{\mu} + K_{\sigma_1} + K_{\sigma_2})_{i,j-1,k}^n}{L_y} \right] \right\} \quad (11) \end{aligned}$$

2.2 지표수 흐름계산을 위한 수치해석법

MacCormack 방법(MacCormack, 1971)은 시간분할 유한차분식으로, 시간과 공간에 대해 2차항의 정확도를 갖는 양해법이다. 이 방법은 처음에 비선형 항공유체동력학 문제를 풀기 위해 개발되었고, 지금은 다양한 지표수 방정식을 해석하는데 사용되고 있다(Zhang과 Cundy, 1989; Singh와 Bhallamudi,

1997; 1998; Kazezyilmaz-Alhan 등, 2005). 이 방법은 전방향 유한차분을 이용한 선행계산 단계와 후방향 유한차분을 이용한 교정계산 단계로 구성되는데, 계산상 Leapfrog 방법보다 효율적이다(Playan 등, 1994).

2.2.1 MacCormack 방법의 선행계산 단계

선행계산 단계의 수심 h^p 계산을 위한 확산방정식(논문 Part I의 식 (9) 참조)의 전방향 유한차분식은 다음과 같다.

$$\begin{aligned} h_i^p = & h_i^n - (c_d)^n \frac{\Delta t}{i+\frac{1}{2}\Delta(x_c)_{i+1/2}} (h_{i+1}^n - h_i^n) + \frac{2\Delta t}{\Delta(x_c)_{i+1/2} + \Delta(x_c)_{i-1/2}} \\ & \left[(D_h)_{i+1/2}^n \frac{h_{i+1}^n - h_i^n}{\Delta(x_c)_{i+1/2}} - (D_h)_{i-1/2}^n \frac{h_i^n - h_{i-1}^n}{\Delta(x_c)_{i-1/2}} \right] + R_s^n \Delta t \quad (12) \end{aligned}$$

여기서, 첨자 i 는 흐름의 종방향에 따른 격자망, p 는 선행계산시간 단계, 그리고 Δx_c 는 격자망 간격이다. 각 격자망 사이의 유로연장은 $\Delta(x_c)_{i\pm 1/2} = \Delta(x_c)_{i\pm 1} + \Delta(x_c)_i / 2$ 로 계산된다. 확산과 속도 c_d 와 수리확산능 D_h 는 두개의 이웃하는 격자망 사이의 평균값이 사용된다. R_s 는 지표에서의 단위면적당 순유출량(논문 Part I의 식 (4) 참조)이다.

2.2.2 MacCormack 방법의 교정계산 단계

다음 시간단계($n+1$)에서의 지표수 흐름깊이는 이전시간단계(n) 및 선행계산 시간단계(p)의 값들로부터 얻어진다.

$$\begin{aligned} h_i^{n+1} = & \frac{1}{2} (h_i^n + h_i^p - (c_d)^p \frac{\Delta t}{i+\frac{1}{2}\Delta(x_c)_{i+1/2}} (h_{i+1}^p - h_i^p) + \frac{2\Delta t}{\Delta(x_c)_{i+1/2} + \Delta(x_c)_{i-1/2}} \\ & \left[(D_h)_{i+1/2}^p \frac{h_{i+1}^p - h_i^p}{\Delta(x_c)_{i+1/2}} - (D_h)_{i-1/2}^p \frac{h_i^p - h_{i-1}^p}{\Delta(x_c)_{i-1/2}} \right] + R_s^p \Delta t \quad (13) \end{aligned}$$

MacCormack 유한차분법의 두번째 단계인 교정계산 단계에서는 공간차분에 후방 유한차분법을 적용한다. 여기서 선행계산 단계의 지표유출량값 R_s^p 는 계산시간을 줄이기 위해 이전 시간 단계의 값 R_s^n 으로 가정하였다. 지표수 흐름깊이의 변화에 대해 지표하 흐름의 반응은 상대적으로 매우 느리므로, 이러한 가정은 결과에 큰 영향을 미치지 않는 것으로 알려져 있다(Akan과 Yen, 1981; Singh와 Bhallamudi, 1997; Morita와 Yen 2002).

3. 모형의 적용 및 결과

새로운 지표면-지표하 연계 물흐름 모형으로 강화된 육지수문모형(CLM_NEW)은 기존의 모형(CLM_OLD)과 함께 시험유역인 아팔래치안맥 주위의 오후이오 계곡유역에 시험적용되었다. 그림 1은 현재 북미지역 지역기상모형(Regional Climate Model, RCM)에서 사용하고 있는 30 km 크기의 계산망중의 일부로서, 가로 240 km(8×30 km) 및 세로 300 km(10×30 km)의 크기를 가지며, 대부분 낙엽성 활엽수 및 복합적인 산림지대로 이루어진 대상유역의 계산망을 보여준다. 그림 1에서, 1 km간격의 지형고도수치자료(Digital Elevation Model, DEM)로부터 Lear 등(2000)의 이중최대분석법(Double Maximum Algorithm)

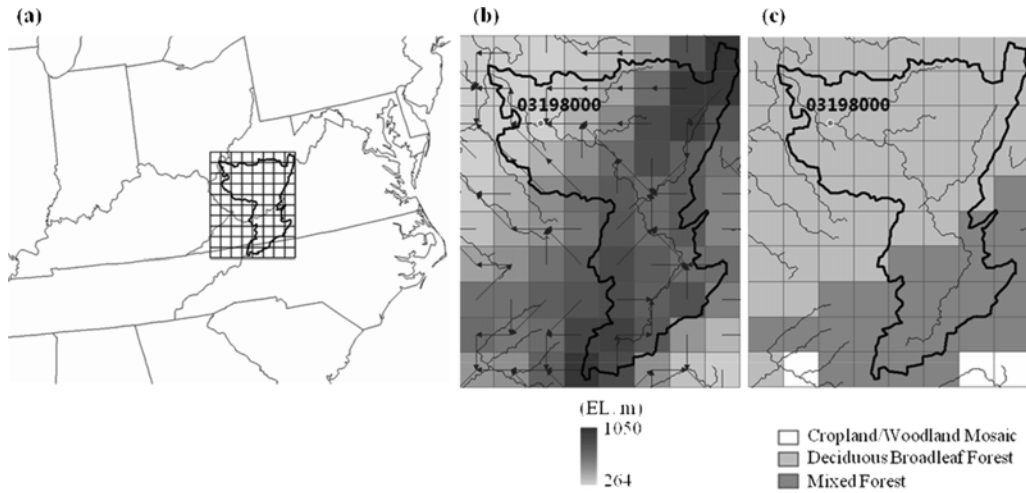


그림 1. (a) 시험구역 위치도, (b) 시험구역의 1 km 하천망(곡선), 30 km 지표수 흐름방향(화살표 직선) 및 지형고도(음영), (c) 시험구역의 30 km 식생피복

을 사용하여 산정된 30 km 계산망에 적합한 지표수 흐름방향은 HYDRO1k (<http://eros.usgs.gov/products/elevation/gtopo30/hydro/index.html>)의 하천망과 잘 일치함을 보여준다. 지형고도, 암반깊이, 토양성분함유율, 토지피복특성, 식생피복비율, 엽면적지수, 그리고 Albedo관련계수 등의 지표경계조건들(Surface Boundary Condition; SBC)은 Liang 등(2005)이 구축한 북미지역의 자료를 이용하였고, 기압, 기온, 비습도, 풍속, 지상기압, 강수량, 장단파 복사열 등의 기상자료는 북미기상모형망 축척의 일관성있는 장기간 자료를 제공하고 있는 NARR자료를 사용하였다. 임의의 초기조건으로 인한 영향을 최소화하기 위하여 각 모형들은 1999년의 NARR기상자료로 3회 연속 예비구동된 후, 육지수문모형에서 지형특성에 의한 횡방향 물흐름의 영향을 살펴보기 위해 2000년의 NARR기상자료에 의해 기상모형과의 상호작용없이 off-line 상태에서 실행되었다.

새로운 지표면-지표하 연계 물흐름 모형을 도입한 CLM 모의결과(CLM_NEW)는 기존 CLM의 모의결과(CLM_OLD)와 비교하여 시험구역내에 위치한 USGS 유량관측소인 Sta. 03198000(Kanawha River at Charleston, WV)의 실측치와 함께 그림 2에 나타내었다. 또한, 실측치와 예측치를 정량적으로 비교하는 다양한 계수들(Janssen과 Heuberger, 1995 참조) 중, 두 모형의 효율도(M_E) 및 실측치와 예측치간의 상관 계수(C_c)를 아래의 식들로 구하여, 표 1에 나타내었다.

표 1. 모형들의 예측도 비교

	CLM_NEW	CLM_OLD
M_E	-0.437	-1.871
C_c	0.464	0.097

$$M_E = \frac{\left[\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2 - \sum_{i=1}^N (S_i - O_i)^2 \right]}{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2} \quad (14a)$$

$$C_c = \frac{\left[\sum_{i=1}^N (S_i O_i) - \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N S_i \sum_{i=1}^N O_i \right]}{\sqrt{\left[\sum_{i=1}^N (S_i)^2 - \frac{1}{N} \left(\sum_{i=1}^N S_i \right)^2 \right] \left[\sum_{i=1}^N (O_i)^2 - \frac{1}{N} \left(\sum_{i=1}^N O_i \right)^2 \right]}} \quad (14b)$$

여기서, N 은 총 자료갯수, O_i 및 S_i 는 각각 시간 i 에서의 실측값과 예측값, \bar{O} 는 실측 연평균값으로, M_E 와 C_c 모두 +1에 가까울수록 더 좋은 예측도를 의미한다.

2000년 한해동안의 일출수량 모의결과는, CLM_NEW의 결과가 지표수 흐름추적과 유역의 유하시간을 고려하지 못하는

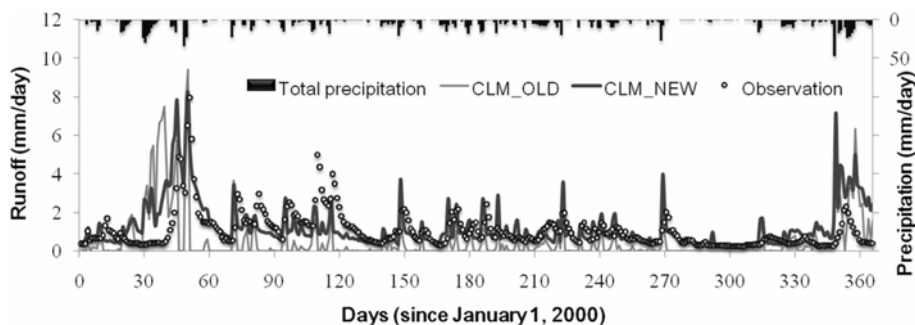


그림 2. 관측 및 예측 비유량수문곡선의 비교

CLM_OLD의 결과보다 실측치에 근접하는 것으로 나타났다. CLM_NEW에서 새로 고려된 토양수분의 공간적분포, 지표수 흐름추적, 지표면-지표하 물흐름의 상호연계작용 등이 실측치의 침투유출량 및 감수곡선 형태에 보다 가까운 예측유출수문곡선을 모의하는 것으로 보여진다. 그러나, 새로운 모형에서도 고려되지 못하고 있는 기저유출 및 하도유출 부분이 예측유출수문곡선에서 여전히 큰 침투치와 기울기가 급한 감수곡선을 모의하는 것으로 사료되므로, 이 부분들은 후속연구에서 추가로 개선될 예정이다.

4. 정리 및 결론

새로운 지표면-지표하 연계 물흐름 모형은 지표하 종방향 및 횡방향 토양수분 흐름, 그리고 지표수 흐름 등 각 흐름성분 해석을 위해 다양한 수치해석법을 적용한 후, CLM의 기존 수리수문 모의부분을 대체하여 새로운 육지수문모형으로 개발되었다. 새로운 육지수문모형(CLM_NEW)은 기존의 모형(CLM_OLD)과 함께, 오하이오 계곡부의 유역면적 27,060 km²인 시험유역에 2000년도 북미지역재분석 기상자료를 이용하여 적용되었다. 두 모형 모두에서 매개변수의 보정과정 없이 기존문헌에서 제시된 값들을 사용하여 모의된 일유출량은 시험유역내의 한 USGS 유량관측소의 실측결과와 비교되었다. 모의결과, 모형에서 심층지하수 흐름, 기저유출 및 하도유출 부분이 고려되지 못하여 실측치보다 큰 침투유출을 보이지만, 지표면-지표하 물흐름 상호 연동관계와 지표수 흐름추적이 고려된 새로운 모형의 결과가 유출수문곡선의 예측도를 크게 향상시킨 것으로 나타났다. 따라서, 지형특성에 따른 횡방향 흐름에 의한 토양수분의 공간적 재분포, 침투에 기여하는 지표수 흐름의 영향, 지표수의 흐름추적 등이 고려되지 않는 기존의 모형들은 지표면 및 지표하 물흐름 계산과, 이와 관련된 매개변수 산정에 오류를 초래할 수 있으며, 나아가 지구 전체 물수지 및 에너지수지 예측에 큰 영향을 미칠 수 있다. 추후 연구에서는 기저유출과 하도유출, 그리고 융설량 예측계수 보완 등이 추가되어 보다 실측치에 가까운 감수수문곡선 형상을 예측할 수 있을 것으로 사료된다. 새로운 지표면-지표하 연계 물흐름 모형으로 개선된 CLM은 기상모형인 CWRP와 연계되어 보다 개선된 육지 물흐름 및 에너지 흐름 예측을 제공하여, 지역적, 대륙적, 지구전체의 수문기상학 연구와 기상예측 및 방재대책 수립에 큰 도움을 줄 것으로 생각된다.

참고문헌

최현일 (2008) 대규모 육지수문모형에서 사용가능한 지표면 및 지표하 연계 물흐름 모형의 개발: 1. 모형설명. 한국방재학회 논문집 제출, 한국방재학회.
 Akan, A.O. and Yen, B.C. (1981) Diffusion-wave flood routing in channel networks. *J. Hydraul. Div.*, ASCE, Vol. 107, No. 6, pp. 719-732.
 Beven, K.J. and Kirkby, M.J. (1979) A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.*,

Vol. 24, No. 1, pp. 43-69.
 Chen, J. and Kumar, P. (2001) Topographic influence on the seasonal and interannual variation of water and energy balance of basin in North America. *J. Climate*, Vol. 14, pp. 1989-2014.
 Corradini, C., Morbidelli, R., and Melone, F. (1998) On the interaction between infiltration and hortonian runoff. *J. Hydrol.*, Vol. 204, pp. 52-67.
 Janssen, P.H.M. and Heuberger, P.S.C. (1995) Calibration of process-oriented models. *Ecol. Modelling.*, Vol. 83, pp. 55-66.
 Kazezyilmaz-Alhan, C.M., Medina Jr., C.C., and Rao, P. (2005) On numerical modeling of overland flow. *Applied Mathematics and Computation*, Vol. 166, No. 3, pp. 724-740.
 Lear, M.S., Famiglietti, J.S., and Maidment, D.R. (2000) *Upscaling River Network Extractions from Global Digital Elevation Models*. CRWR Online Report 00-6, Center for Research in Water Resources, Bureau of Engineering Research, The University of Texas at Austin, Austin, TX. (Available at <http://www.crwr.utexas.edu/online.html>).
 Liang, X.-Z., Choi, H.I., Kunkel, K.E., Dai, Y., Joseph, E., Wang, J. X.L., and Kumar, P. (2005) Surface boundary conditions for mesoscale regional climate models. *Earth Interactions*, Vol. 9, No. 18, pp. 1-28.
 MacCormack, R.W. (1971) Numerical solution of the interaction of a shock wave with a laminar boundary layer. *Lecture Notes in Physics*, Vol. 8, Springer-Verlag, New York, pp. 151-163.
 Morita, M. and Yen B.C. (2002) Modeling of conjunctive two-dimensional surface-three-dimensional subsurface flows. *J. Hyd. Eng.*, Vol. 128, No. 2, pp. 184-200.
 Niu, G.-Y., Yang, Z.-L., Dickinson, R.E., and Gulden, L.E. (2005) A simple TOPMODEL-based runoff parameterization (SIMTOP) for use in GCMs. *J. Geophys. Res.*, Vol. 110, D21106, doi:10.1029/2005JD006111.
 Panday, S. and Huyakorn, P.S. (2004) A fully coupled physically-based spatially-distributed model for evaluating surface/subsurface flow. *Adv. Water Resour.*, Vol. 27, pp. 361-382.
 Playan, E., Walker, W.R., and Merkley, G.P. (1994) Two Dimensional Simulation of Basin Irrigation, 1: Theory. *J. Irrig. Drain Eng.*, Vol. 120, No. 5, pp. 837-856.
 Singh, V. and Bhallamudi, S.M. (1997) A complete hydrodynamic border-strip irrigation model. *J. Irr. and Dra. Eng.*, ASCE, Vol. 122, No. 4, pp. 189-197.
 Singh, V. and Bhallamudi, S.M. (1998) Conjunctive surface-subsurface modeling of overland flow. *Adv. in Water Resour.*, Vol. 21, No. 7, pp. 567-579.
 Smith, R.E. and Woolhiser, D.A. (1971) Overland flow on an infiltrating surface. *Water Resour. Res.*, Vol. 7, pp. 899-913.
 Stieglitz, M., Rind, D., Famiglietti, J., and Rosenzweig, C. (1997) An efficient approach to modeling the topographic control of surface hydrology for regional modeling. *J. Climate*, Vol. 10, pp. 118-137.
 Warrach, K., Stieglitz, M., Mengelkamp, H.-Theo, and Raschke, E. (2002) Advantages of a Topographically Controlled Runoff Simulation in a Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Model. *J. Hydrometeorol.*, Vol. 3, pp. 131-148.
 Zhang, W. and Cundy, T.W. (1989) Modeling of two-dimensional overland flow. *Water Resour. Res.*, Vol. 25, No. 9, pp. 2019-2035.

◎ 논문접수일 : 2008년 01월30일
 ◎ 심사요청일 : 2008년 01월31일
 ◎ 심사완료일 : 2008년 03월09일