J. Korea Water Resour. Assoc. Vol. 52, No. 5 (2019), pp. 325-335
doi: 10.3741/JKWRA.2019.52.5.325

pISSN 1226-6280
eISSN 2287-6138

A drought assessment using the generalized complementary principle of evapotranspiration

Chun, Jong Ahn[a] · Kim, Daeha[b]*

[a]Research Fellow, Climate Services and Research Department, APEC Climate Center, Busan, Korea
[b]Research Fellow, Climate Services and Research Department, APEC Climate Center, Busan, Korea

Paper number: 19-010
Received: 4 March 2019; Revised: 28 March 2019; Accepted: 28 March 2019

Abstract

To characterize historical droughts in the conterminous United States (CONUS), we estimated the actual evapotranspiration (ET_a) in the CONUS using the generalized complementary relationship (GCR) for 1895-2016. The ET_a estimates were compared against simulations from the Noah land surface model (LSM). In this study, the evapotranspiration (ET) deficit defined as the difference between the wet-environment ET (ET_w) and ET_a was then normalized to calculate the Standardized Evapotranspiration Deficit Index (SEDI) across the CONUS for the years 1895-2016. The SEDI was compared to the Standard Precipitation Index (SPI) at various time scales. The results showed that the GCR ET_a was slightly higher than the Noah LSM-simualted ET_a. As time scales increased, the correlation between the SEDI and the SPI was higher. This study suggests that the GCR has promise as a tool in the estimation of ET_a and SEDI can be useful for the drought characterization.

Keywords: Generalized complementary relationship, Evapotranspiration, Drought, SEDI

증발산 상호보완이론을 이용한 가뭄해석

전종안[a] · 김대하[b]*

[a]APEC 기후센터 기후사업본부 선임연구원, [b]APEC 기후센터 기후사업본부 선임연구원

요 지

본 연구의 목적은 일반 상호보완이론(Generalized Complementary Relationship, GCR)을 활용하여 실제증발산량을 추정하고, 추정한 실제증발산량기반 가뭄지수로부터 공통경계미국(Conterminous U.S., CONUS)에 대한 1895~2016년 기간 동안의 가뭄을 해석하는 것이다. GCR 이론으로부터 추정한 ET_a는 North American Land Data Assimilation System (NLDAS-2) Noah 지면모형(Land surface models)으로 산정한 ET_a와 비교·검증하였다. 또한, GCR로부터 증발산 부족량(ET Deficit)을 산정하고 이를 표준정규화하여 공통경계미국에 대해 Standardized Evapotranspiration Deficit Index (SEDI)를 산정하였다. 이렇게 산정한 SEDI는 Standard Precipitation Index (SPI)와 비교하였다. 본 연구로부터 GCR 기반 ET_a는 NLDAS-2 Noah모형의 ET_a보다 다소 크게 추정하는 경향을 보였다. SEDI와 SPI의 상관성은 지속시간이 클수록 더 크게 나타났다. 강수와 토양수분의 자료를 사용하지 않는 GCR이론으로부터 비교적 정확한 ET_a을 추정할 수 있으며, 증발산 기반인 SEDI가 적절한 가뭄해석에 이용될 수 있을 것으로 판단된다.

핵심용어: 일반 상호보완이론, 증발산량, 가뭄, SEDI

***Corresponding Author.** Tel: +82-51-745-3983
E-mail: d.kim@apcc21.org (D. Kim)

© 2019 Korea Water Resources Association. All rights reserved.

1. 서 론

가뭄은 반복적인 자연재해로써 생태계 수문순환에 불균형을 초래하기도 한다(Dai, 2011; Heim, 2002). 일반적으로 가뭄은 비정상적으로 부족한 강수량에서 시작되는 것으로 간주되고, 사회나 생태계의 수요보다 공급할 수 있는 수량이 작은 상태로 정의된다(Wilhite, 2000). 세계기상기구(World Meteorological Organization; WMO)는 가뭄을 "비정상적으로 지속되는 강수부족"으로 정의하고 있는데(WMO, 1992), 이와 같은 연장선에서 가뭄에 대한 많은 연구가 강수부족을 중심으로 해석하는데 국한되어 있다(예, Strzepek *et al*., 2010; Sheffield and Wood, 2008). 가뭄을 기상학적, 농업, 수문학적, 사회경제적 가뭄으로 강수 부족이 점차 농업, 수자원, 사회경제적 영향에 미치는 범위에 따라 구체적으로 정의하기도 한다(Dai, 2010; Dracup *et al*., 1980).

가뭄을 분석하는데 여러 가지 가뭄지수가 개발되어 이용되어 왔다. 예를 들어, Standardized Precipitation Index (SPI; Mckee *et al*., 1993)는 강수량만으로 강수의 부족을 판단할 수 있는 지수로 가장 널리 이용되고 있다. Streamflow Drought Index (SDI)는 월 유량으로 가뭄의 심도를 평가하므로, 수문학적 가뭄해석에 이용되는 지수라고 할 수 있다(Nalbantis, 2008). 농업적 가뭄해석에는 토양수분을 활용한 가뭄지수가 주로 이용된다. 예를들어, Cammalleri *et al*. (2016)가 제시한 Drought Severity Index (DSI)는 물부족인자(Water deficit factor)와 건조확률(Dryness probability)을 동시에 고려하였으며, 유럽지역에 적용한 바 있다. 저수지의 저수율만을 고려한 농업저수지 가뭄지수(Agricultural Reservoir Drought Index, ARDI)는 월별평년저수율과 월평균저수율의 비가 기준값보다 작으면 가뭄의 발생으로 판단하는데, Yu *et al*. (2018)은 이를 우리나라 저수지에 적용한 바 있다.

SPI가 가장 널리 사용되는 가뭄지수이긴 하지만, 강수량만을 고려하므로 지속적으로 상승중인 기온의 가뭄발생에 대한 영향을 제대로 반영하지 못하는 단점이 있을 수 있다(Vicente-Serrano *et al*., 2010). Vicente-Serrano *et al*. (2010)는 이러한 단점을 개선하기 위해 기상학적 공급인 강수량과 기상학적 수요인 잠재증발산량의 변화를 동시에 고려할 수 있는 Standardized Precipitation-Evapotranspiration Index (SPEI)를 제안하였다. 최근에는 가뭄지수 관련 연구에 증발산(Evapotranspiration)이 주목을 받고 있다. 예를 들면, Sheffield *et al*. (2012)는 Palmer Drought Severity Index (PDSI; Palmer, 1965)을 이용해 지난 60년간 전 지구 가뭄 추세를 파악하였다. 이 연구에서 잠재증발산량 추정하는 방법에 따라 가뭄심도가 달라진다고 보고하였는데, Penman-Monteith 방법(Monteith, 1965)이 Thornthwaite 공식(Thornthwaite, 1948) 방법보다 훨씬 작은 가뭄위험이 감지되는 것을 발견하였다. 또한 Anderson *et al*. (2011)은 원격탐사 증발산 자료를 이용한 가뭄지수를 종합적으로 검토한바 있으며, 강수량을 사용하지 않고 증발산 추정치만으로 가뭄심도를 파악하는 방법이 제시되기도 하였다(Kim and Rhee, 2016; Hobbins *et al*., 2016; McEvoy *et al*., 2016).

잠재증발산량과 실제증발산량을 비교하는 것은 기상학적 수요량 대비 지표 수분 소비량을 비교하는 것을 의미하며(Begueria *et al*., 2014), 잠재증발산량 대비 실제증발산량 비율은 농업 생산성을 나타내는 지표이기도 하다(Steduto *et al*., 2012). 이와 같이, 강수량과는 달리 증발산은 수요량과 소비량의 개념을 모두 포함하기 때문에 가뭄상태를 더 명확히 평가할 수 있는 장점을 가지고 있다. 그러나 잠재증발산량과는 달리 일반적으로 실제증발산을 산정하는 방법에는 강수량 자료가 필수적인 경우가 많다. 특히, 지표수문모형을 이용해 실제증발산량을 추정하는 경우, 침투, 유출과 같은 강수에 영향을 직접적으로 받는 지표수문과정이 개입되기 때문에 강수량 자료의 사용을 피할 수 없다(Kim and Rhee, 2016). 따라서 실제증발산량 추정치는 강수 자료 특성에 직접적 영향을 받게 되며, 기후 예측자료가 사용될 경우, 추정된 실제증발산량은 강수의 낮은 예측성으로 인해 그 사용성이 매우 제한적일 수 밖에 없다(Gao *et al*., 2010).

따라서 본 연구의 목적은 실제증발산량을 활용한 가뭄지수(Standardized Evapotranspiration Deficit Index, SEDI)를 산정하고 공통경계미국(Conterminous U.S., CONUS)에 적용하여 좀 더 신뢰할 수 있는 가뭄해석 방법을 제안하는 것이다.

2. 연구방법 및 자료

2.1 대상지역 및 자료

본 연구에서는 공통경계미국에 대해 일반상호보완이론(Generalized Complementary Relationship, GCR)을 활용하여 실제증발산량(ET_a)을 추정 하였다. 본 연구에 필요한 기상자료는 오레건 주립대학 Parameter-elevation Relationships on Independent Slopes Model (PRISM) 데이터를 수집하였다(PRISM Climate Group, 2018). PRISM 월 기상자료는 공통경계미국에 대해 4×4 km^2 해상도로 제공되고 있는데, 1895년부터 2016년까지 월강수량, 최고·최저기온, 이슬점온도 등을 수집하였다. 엄격한 품질관리를 거친 후 배포하고 있는

PRISM 자료는 공통경계미국에서 신뢰도가 가장 높은 자료 중의 하나로 알려져 있다(Kangas and Brown, 2007). 하지만 본 연구에서 필요한 순복사량(Rn)은 제공하고 있지 않는다. 재분석 전지구 일사량 자료를 직접 이용할 경우, 비교적 정확한 순복사량 산정이 가능하지만 많은 경우에 1979년 이후에만 제공되어 장기 가뭄 평가를 위해 제한적일 수 있다. 따라서 본 연구에서는 Allen *et al*. (1998)이 제안한 최고·최저기온과 이슬점온도를 이용하는 방법을 통해 R_n을 추정하였다. 풍속자료의 기간 또한 매우 제한적으로 현재 PRISM 자료와 동일한 길이를 갖는 자료는 없어서, University of Idaho Climatology Lab에서 4×4 km^2 해상도로 제공되는 GRIDMET 자료 Abatzoglou (2018)를 이용해 각 1981~2016 기간의 월 평균치를 산정해 적용하였다. 이러한 자료를 사용하여, GCR이론으로 추정한 ET_a를 교차 검증하기 위해 2단계 North American Land Data Assimilation System (NLDAS-2) 지면모형(Land surface models) 중 Noah 모형(Ek *et al*., 2003)에 의한 ET_a추정값을 수집하였다. Noah 지면모형은 지표-식생-대기 시스템의 에너지 균형을 고려하는 모형으로 NLDAS-2에서는 약 12.5 km 해상도로 ET_a를 제공하고 있다(NASA, 2018).

2.2 증발산 상호보완이론

Crago *et al*. (2016)은 대기 하층의 에너지 상태는 토양수분 상태에 따라 조정되는 특징이 시·공간적인 일정규모에서 나타난다고 하였는데, 공간적으로는 1 km 이상, 시간적으로 5일 이상의 규모에서 나타나는 것으로 알려져 있다. Bouchet (1963)는 잠재증발산(potential ET, ET_p)과 실제증발산(ET_a) 사이의 상호보완관계(Complementary relationship)를 처음 제안한 바 있다. 이러한 상호보완관계를 활용하면 대기 하층이 토양수분 상태에 의해 조정되는 정도를 이용해 ET_a를 추정할 수 있다. Penman 공식(Penman, 1948)이나 Penman-Monteith 공식(Monteith, 1965)은 ET_p를 추정하는데 주로 사용되는 공식이다. ET_p는 지표면 위의 물을 수증기 상태로 변화 시킬 수 있는 에너지량과 대기가 증발되는 수증기를 받아들일 수 있는 능력에 의해 결정이 된다.

Fig. 1은 증발산 상호보완이론의 개념을 도식화한 그림이다. Fig. 1에서와 같이 지표에 물이 충분할 경우에는 실제증발산량(ET_a)은 대기 증발요구량과 같게 되는데, Bouchet (1963)은 이때의 증발산량을 습윤증발산량(Wet environment ET; ET_w)으로 정의하였다. 이는 지표에 물이 충분치 않았을 때의 일반적 개념의 ET_p와는 구분되는 정의이다. 지표에 물이 충분한 상태, 즉 포화상태에서는 ET_a=ET_w=ET_p 관계가 성립된다.

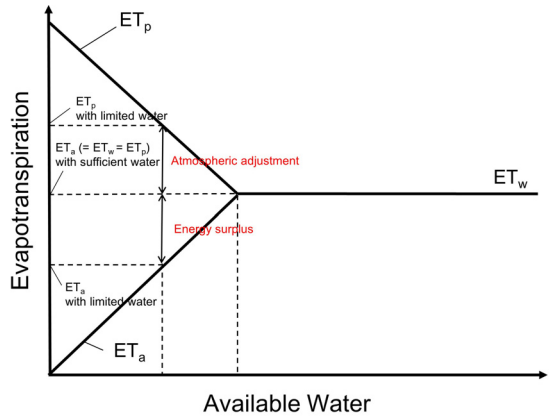

Fig. 1. The concept of the complementary principle between potential and actual evapotranspiration

그러나 지표에 물이 충분치 않으면 증발산 과정은 토양수분에 의해 제한되게 되고 증발산에 관여하지 않고 남은 에너지 잉여분이 발생하게 된다(ET_a<ET_w). 이 에너지 잉여분(ET_w-ET_a)이 대기 하층을 다시 가열시키는데 사용되므로 ET_p를 ET_w보다 커지게 한다. 또한 ET_w와 ET_a 사이의 차이는 대기의 수분 요구량보다 지표에 가용한 수분이 부족하다는 것을 의미한다.

최근에는 ET_a가 가지는 경계조건을 바탕으로 상호보완이론을 일반화하고 있다(예, Brutsaert, 2015; Crago *et al*., 2016; Han and Tian, 2018). 본 연구에서는 Szilagyi *et al*. (2017)가 제시한 일반 상호보완관계(GCR)로써, Brutsaert (2015)가 제시한 일반이론을 개선시킨 이론이다. Brutsaert (2015)가 ET_a와 ET_p 사이의 네 경계조건으로 (X=0, y=0), (X=1, y=1), (X=0, dy/dX=0), (X=1, dy/dX=1)를 제시한 바 있다. Szilagyi *et al*. (2017)은 Brutsaert (2015)가 4개의 경계조건을 만족하는 최소의 다항식인 아래의 3차 다항식을 제안하였다. 이론적으로 네 경계조건은 토지이용상태나 기후조건에 관계없이 만족되고, Eq. (1)은 네 경계조건을 만족하는 식을 3차 다항식으로 제시한 것이므로, 이 일반식은 토양수분 자료나 지면모형을 사용하지 않고 ET_a 추정을 가능하게 한다.

$$y = 2X^2 - X^3 \tag{1}$$

여기서, y와 X는 ET_a와 ET_w를 ET_p로 무차원화한 증발산량이며 다음과 같이 정의된다.

$$y = \frac{ET_a}{ET_p} \tag{2}$$

$$X = \frac{E_{pmax} - ET_p}{E_{pmax} - ET_w} \frac{ET_w}{ET_p} \tag{3}$$

여기서, ET_a와 ET_p는 각각 실제증발산량과 잠재증발산량 (mm d^{-1})이고, E_{pmax}는 토양수분이 0일 때의 잠재증발산량 (mm d^{-1}) 이다. E_{pmax}와 ET_p는 Penman 공식에 의해 산정된다.

$$ET_p = \frac{\Delta(T_{avg})}{\Delta(T_{avg})+\gamma} R_n + \frac{\gamma}{\Delta(T_{avg})+\gamma} f_u VPD \tag{4}$$

$$E_{pmax} = \frac{\Delta(T_{dry})}{\Delta(T_{dry})+\gamma} R_n + \frac{\gamma}{\Delta(T_{dry})+\gamma} f_u e_s(T_{dry}) \tag{5}$$

여기서, $\Delta(\cdot)$는 포화수증기 곡선의 기울기(hPa ℃$^{-1}$), T_{avg}는 평균기온(℃), γ는 건습계 상수(psychrometric constant), R_n은 순복사량(mm d^{-1}), f_u는 경험적 바람함수(mm d^{-1} hPa^{-1}), VPD는 증기압 부족량(vapor pressure deficit in hPa), T_{dry}는 건조단열과정으로 정의되는 최대 건조상태 온도(℃), $e_s(\cdot)$는 포화수증기압(hPa) 이다. 경험적 바람함수와 T_{dry}는 아래 식 Eqs. (6) and (7)에 의해 추정된다.

$$f_u = 0.26(1+0.54)u_2 \tag{6}$$

$$T_{dry} = T_{wb} + \frac{e_s(T_{wb})}{\gamma} \tag{7}$$

u_2는 지표 2 m에서의 풍속(m/s), T_{wb}는 습구온도(℃)이며 습윤단열과정을 간략화 하여 다음과 같이 추정할 수 있다.

$$T_{wb} \approx \frac{\gamma T_{avg} + \Delta(T_{dew}) T_{dew}}{\gamma + \Delta(T_{dew})} \tag{8}$$

여기서, T_{dew}는 이슬점 온도(℃)이다.

습윤증발산량 ET_w (mm d^{-1})는 Priestley-Taylor (PT) 공식 (Priestley and Taylor, 1972)에 의해 산정되며 Szilagyi *et al.* (2017)은 불포화 상태 토양 온도를 보정하기 위해 다음의 식 Eqs. (9) and (10)을 사용하였다.

$$T_{ws} = T_{wb} + \frac{\gamma Q_n VPD}{(\Delta(T_{wb})+\gamma)(aQ_n + bf_u VPD)} \tag{9}$$

$$a = \frac{\Delta(T_{avg})(\Delta(T_{wb})+\gamma)}{\Delta(T_{avg})+\gamma};\ b = \frac{c\gamma(\Delta(T_{wb})+\gamma)}{\Delta(T_{avg})+\gamma} \tag{10}$$

여기서, T_{ws}는 습윤온도(wet surface temperature, ℃), Q_n은 순복사량(W m^{-2}), c는 에너지단위 변환계수 28.94 (W d^{-1} mm^{-1} m^{-2}) 이다. 온도보정 후 ET_w는 PT 공식으로 다음과 같이 산정된다.

$$ET_w = \alpha \frac{\Delta(T_{ws})}{\Delta(T_{ws})+\gamma} R_n \tag{11}$$

여기서, α는 통상 PT 계수로 불리며 기후와 지표특성에 따라 1.1에서 1.3 사이의 값을 갖는 것으로 알려져 있다(Szilagyi *et al.*, 2017). 수면이나 포화된 잔디표면에서 PT 계수는 이론적, 경험적으로 1.26의 값을 갖는다(Lhomme, 1997; Kahler and Brutsaert, 2006).

2.3 증발산 부족량을 이용한 가뭄평가(SEDI)

GCR이론을 사용해 산정한 ET_w와 ET_a를 각각 수분요구량과 소비량으로 해석할 수 있는데, ET_w와 ET_a의 차이는 요구량 대비 소비량 즉 증발의 부족량을 의미하므로 가뭄의 크기를 나타내는 지표로 사용 될 수 있다(Begueria *et al.*, 2014). Kim and Rhee (2016)는 GCR이론을 이용해 새로운 가뭄지수 SEDI를 제안하였다. SEDI는 ET_a와 ET_w의 차이를 증발산 부족량(ET Deficit; ETD)으로 정의하고 이를 표준정규화한 가뭄지수이다. SEDI는 SPI나 SPEI와 동일한 구조를 갖고 표준정규분포의 z값을 이용해 다음과 같이 산정된다.

$$SEDI_s(t) = \Phi^{-1}\{F[-ETD_s(t)]\} \tag{12}$$

여기서, $ETD_s(t)$는 t시점까지 s기간 동안 누적된 증발산 부족량, $F[\cdot]$는 $ETD_s(t)$의 누가확률밀도함수, Φ-1$\{\cdot\}$ 표준정규분포의 역함수이다. 본 연구에서는 Vicente-Serrano *et al.* (2018)가 여러 이론적 확률밀도함수 중 ETD에 적합한 분포로 제안한 3변수 Log-logistic 분포를 사용하였다. Log-logistic 분포의 매개변수는 Probability weighted moment 방법으로 1월부터 12월에 대해 각각 추정되었다. 따라서 SEDI는 대기의 요구량 대비 지표의 수분 부족량을 나타내며 통상적인 상태보다 이 부족량이 커질수록 심한 가뭄상태가 되는데 반해, SPEI는 강수량(기상학적 수분공급량)과 대기 수분요구량을 비교하여 가뭄을 정의하고 SPI는 강수량과 강수량 평균값의 차이 정도로 가뭄을 정량화한다. Vicente-Serrano *et al.* (2018)는 전 지구적으로 SEDI의 활용성을 검증하였는데, 1개월 SEDI는 3개월 이하 짧은 지속시간의 SPEI와 상관이 가장 높은 것으로 보고 된 바 있다. 또한, 식생지수 Normalized Difference

Vegetation Index (NDVI)와도 비교했는데, SEDI가 기후특성이나 지표조건을 고려하지 않고도 농업지역이나 자연식생지역의 가뭄심도를 잘 설명하는 것으로 평가되었다. 본 연구에서는 GCR에 의해 추정된 ETD로 SEDI를 1개월부터 12개월까지 변화시키면서 지속시간별로 산정하고 이를 SPI와 비교평가 하였다. 다만 SPEI는 잠재증발산량을 고려한 가뭄지수로써, SEDI와의 교차상관이 생길 가능성 때문에 본 연구에서는 배제하였다.

3. 결과 및 고찰

3.1 GCR을 이용한 실제증발산량 추정

PRISM 자료를 사용하여 공통경계미국에 대해 1895~2016년 기간 동안 GCR이론을 사용하여 ET_a를 추정하였으며, Fig. 2에 연평균 강수량(Fig. 2(a)), ET_a(Fig. 2(b)), 연평균 강수량과 ET_a의 비율(Fig. 2(c))을 도시하였다. 연평균 강수량 분포는 미동부지역에 비해 미중서부에서 미서부지역이 비교적 낮은 연평균 강수량을 보였고, 특히 미국 남서부지역에서는 연평균 강수량이 200 mm 이하로 매우 낮았다. 추정 ET_a 분포(Fig. 2(b)) 또한 연평균 강수량 분포(Fig. 2(a))와 서부지역의 ET_a는 강수량이 많은 오레건, 워싱턴, 캘리포니아 북부, 아이다호 일부지역을 제외하면 매우 유사하였고, 미서부지역은 동부지역보다 대체로 ET_a 상당히가 낮았다. 특히 캘리포니아 남부지역, 네바다, 애리조나, 유타 사막지역은 연평균 ET_a 값은 300 mm 이하로 매우 작은 지역들로 나타났다.

서부에서 동부로 이동할수록 연강수량과 ET_a는 점점 증가하는데, 다만 연강수량에 비해 ET_a의 증가율은 다소 낮은 것으로 나타났다. 실제로 대서양 해안지역의 연평균강수량은 1,000 mm를 넘는 곳도 있지만(Fig. 2(a)), 연강수량에 비해 더디게 증가하는 ET_a는 대서양연안 최북단에 위치한 메인의 경우 연강수량은 1,000 mm가 넘지만 ET_a는 600 mm에 불과하다. 강수량이 서부지역에 비해 풍부한 미동부지역은 토양수분보다는 대기의 증발요구량에 의해 ET_a가 결정되지만, 동부지역과는 달리 서부지역의 ET_a는 대기의 증발요구량보다는 토양수분에 의해 제한된다. 연평균 강수량과 ET_a의 비율(Fig. 2(c))을 살펴보면, 주로 텍사스 서부, 뉴멕시코, 콜로라도 동부, 네브래스카 서부 등과 같은 지역에서 ET_a보다 강수량이 많은 것을 알 수 있다. 이러한 지역은 주로 관개농업이 많은 발달 한 지역들로써, 관개수에 의해 강수량보다 더 많은 물이 지표에 공급되게 된다. 이렇게 많아진 수분 때문에 하층대기가 토양수분의 부족에 덜 민감하게 반응함에 따라 GCR이론으로 추정한 ET_a는 역으로 커지게 된다. 이러한 사실은 GCR을 이용할 경우, ET_a추정에 관개와 같은 인위적인 영향을 고려할 수 있어서 더 정확한 추정치를 산정이 가능함을 의미할 수 있다.

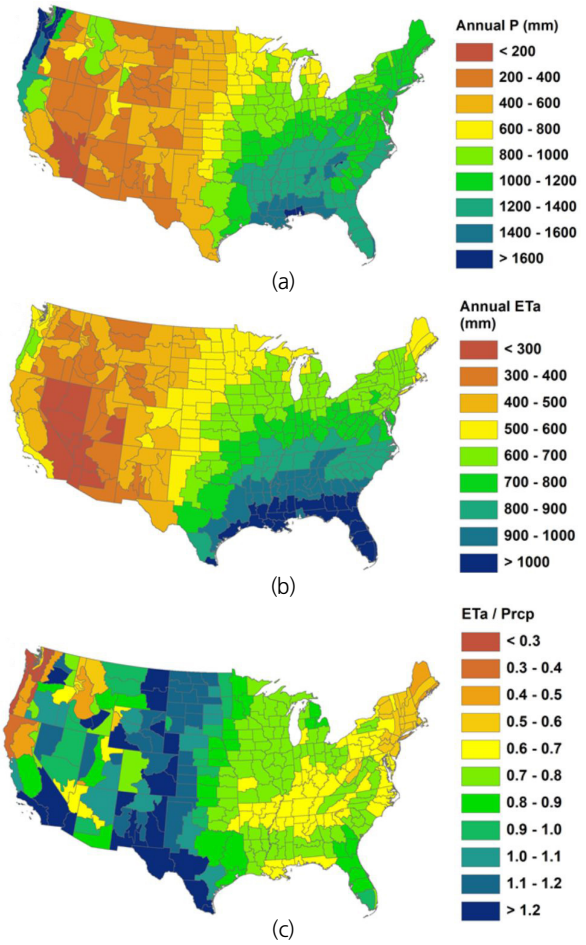

Fig. 2. (a) Annual mean precipitation from the PRISM, (b) annual mean ETa estimated by the GCR, and (c) ratios of ET_a to precipitation

NLDAS-2 Noah 지면모형에 의해 추정한 ET_a와 GCR이론에 의해 추정한 ET_a를 공통기간인 1981~2016년 기간에 대해 비교하였으며, Fig. 3과 같이 두 모형의 추정 연평균 ET_a를 1:1로 나타내었다. Fig. 3에서 보여주는 결과와 같이, Noah 지면모형이 ET_a를 GCR이론에 의한 추정치 보다 일관되게 작게 모의하였다. Xia *et al*. (2012)은 NLDAS-2의 Noah, Mosaic (Koster and Suarez, 1996), Variable Infiltration Capacity (VIC; Liang *et al*., 1994), Sacramento Soil Moisture Accounting (SAC-SMA; Burnash, 1995) 등 네 가지 지면모형에 대한 교차평가와 유사한 결과이다. 이 연구에서 Noah 지면모형이 다른 세 지면모형에 비해 유출은 다소 크게 모의하는 경향을 보였고, ET_a는 작게 모의하는 것으로 나타났다. 또한, Chun *et al*.

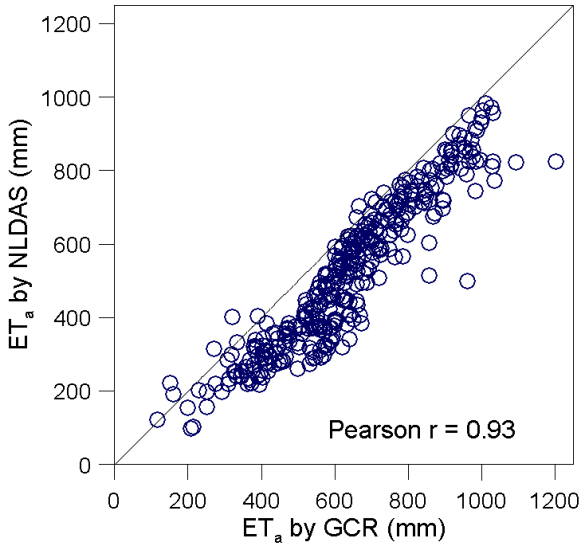

Fig. 3. 1:1 scatter plot between mean annual ET_a by GCR and by those by NLDAS-Noah for the climate divisions

(2018)은 텍사스 콜로라도 강 유역에서 위성영상을 이용한 방법, GCR이론, Soil and Water Assessment Tool (SWAT; Sridhar and Nayak, 2010) 모형에 의한 방법 등으로 추정한 ET_a를 비교한 연구에서 GCR이 지표모형 보다 조금 더 큰 ET_a 값을 추정한다는 결과와도 유사하다. 텍사스 북부지역, 오클라호마, 네브래스카 등의 일부를 포함한 대상 유역에서도 관개가 광범 광범위하게 이루어지는데, 지면모형은 관개의 영향을 제대로 반영하지 못해 ET_a를 과소 산정할 가능성이 있다.

지면과 대기의 상호작용, 생지화학적 순환 등을 모두 고려하는 지면모형은 매우 복잡한 모형이다. 또한 지면모형에서는 이러한 상호작용과 순환 등의 모의에 필요한 많은 입력자료의 불확실성뿐만 아니라, 지면모형에 필요한 매개변수의 불확실성이 개입될 수 있다. 지면모형에는 아직 확실히 밝혀지지 않은 관개활동이나 지하수흐름이 수문순환에 미치는 영향 등에 대해 추가적인 연구가 필요하기도 하다(Xia *et al*., 2012). GCR은 지면모형에 비해 훨씬 단순한 모형이지만, ET_a의 추정에 있어서 지면모형이 고려하지 못하는 대규모 관개활동 등이 반영 될 수 있는 장점이 있다(Szilagyi, 2018). 지면모형과 GCR이론에 의해 추정한 ET_a 사이에 Pearson r=0.93로 강한 상관성이 나타난다. 이는 강수량 자료를 전혀 사용하지 않고 ET_a를 추정하는 GCR이론에 의한 방법과 강수량이 주요 입력자료인 지면모형에 의한 ET_a 추정치가 일관성을 보인다는 것을 의미한다. 입력변수가 매우 적고, 비교적 간단한 모형인 GCR로 신뢰할 만한 ET_a를 추정 할 수 있으므로 증발산을 기반으로한 가뭄감시에 훨씬 실용적인 방법이 될 수 있다.

3.2 증발산 부족 기반 가뭄(SEDI)과 기상학적 가뭄의 상관성 평가

가뭄평가를 위해 Kim and Rhee (2016)가 제안한 SEDI를 산정하고, SPI와 비교하였다. Kim and Rhee (2016)는 ET_a와 ET_w의 차이인 ETD를 표준정규화한 SEDI를 제안하였는데, 본 연구에서도 GCR이론을 통해 추정한 ETD를 3변수 Log-logistic 분포를 이용해 1~12개월 SEDI를 산정하였다. 가뭄의 심도는 각 지수가 -2.0, -1.6, -1.3, -0.8, -0.5를 기준으로 D4 – D0, W4 – W0는 각 기준의 절대치로 구분하였다. 6개월 SEDI (SEDI6)와 6개월 SPI (SPI6)로 나타낸 미국 주요 가뭄사상의 공간분포를 Fig. 4에 도시하였다. 본 연구에서는 20세기 이후 미국에서 가장 넓게 발생했던 가뭄 중에 하나로 알려져 있는 1934년에 발생한 Dust Bowl 가뭄, 여러 해 동안 지속된 큰 가뭄으로 기록되어 있는 1956년 남서부지역의 가뭄, 농업가뭄으로 옐로우스톤에 산불을 일으키기도 한 1988년 가뭄, 최근에 발생한 큰 가뭄 중의 하나인 2011년 텍사스지역을 중심으로 발생한 가뭄 등 네 개의 가뭄사상(Folger and Cody, 2014)을 선정하였다. Fig. 4는 네 가뭄사상(Jul 1934, Aug 1956, Jun 1988, Aug 2011)의 공간분포와 SEDI6와 SPI6의 유사성이 잘 드러나고 있다. 네 가뭄 사상에서 나타난 SEDI6와 SPI6의 공간상관계수는 각각 0.73, 0.69, 0.71, 0.80으로, ETD와 강수량의 공간 변동성이 상당히 유사함을 의미한다.

그러나 SPI6는 SEDI6에 비해서 미중서부에서 남동부, 대서양 연안까지 넓게 영향을 준 것으로 알려져 있는 1988년 가뭄을 다소 약하게 평가하고 있다. 이 1988년 가뭄은 옐로우스톤 산불의 원인이 된 것으로 밝혀지기도 하였으며(Trenberth *et al*., 1988), 당시 폭염과 가뭄에 의한 사망자를 4,800명에서 17,000명 정도로 추정(Changnon *et al*., 2007)하기도 하였다. 이와 같은 피해규모로 미루어 봤을 때, 이 대규모 가뭄은 SPI6보다는 SEDI6에 의해 좀 더 현실적으로 감지되는 것으로 보인다. 특히, SPI6는 옐로우스톤이 위치한 몬태나와 남동부지역의 가뭄상태를 상대적으로 더 작게 평가하고 있고, 동남부 해안연안은 오히려 보통상태이거나 약간 습한 상태를 나타내고 있다(Fig. 4). 따라서 SPI6로 가뭄을 감시할 경우, 가뭄의 규모에 대한 적절한 해석이 적기에 이루어지기 어려워, 대처하기에 늦은 신호가 될 가능성이 있다. Hobbins *et al*. (2016)에 의하면 ETD나 ET_p를 사용하는 것이 폭염으로 시작되는 빠른 가뭄을 감지할 수 있는 적절한 가뭄감시 기법이 될 수 있다고 하였다. 다만, Vicente-Serrano *et al*. (2018)와 같이 ET_p를 이용해 ETD를 산정 할 때(즉, ET_a와 ET_p의 차이)는 다소 주의가 필요하다. GCR이론적 배경으로는 살펴보면, ET_p와 ET_a의 차이에는 토양수분이 충분했으면 요구되지 않았을 증발량이 포함되기 때

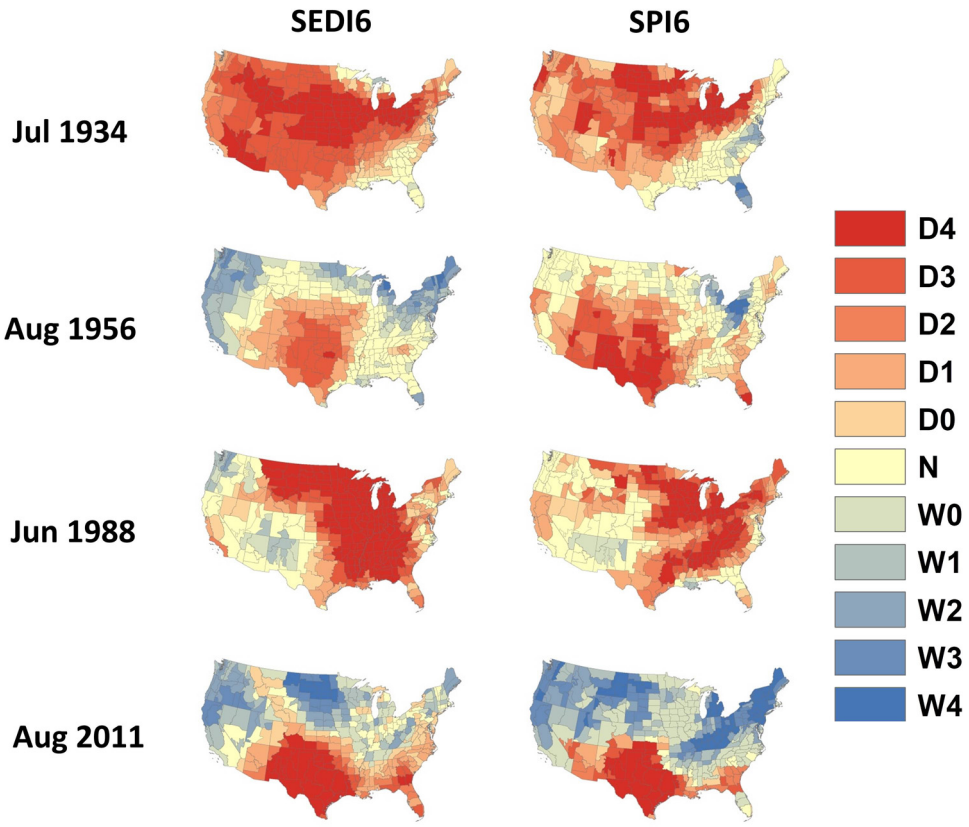

Fig. 4. Maps of SEDI6 and SPI6 for major drought months in the CONUS. The thresholds for classifying drought conditions (D4 to D0) were -2.0, -1.6, -1.3, -0.8, and -0.5. Wet conditions (W4 to W0) were categorized by the same numbers for D4 to D0 but with positive signs. N represents the normal condition

문에 물부족량이 과대평가될 여지가 있다. 따라서 물 부족상태를 가뭄으로 정의하기 위해서는 ET_w와 ET_a의 차이를 비교하는 것이 이론적으로는 좀 더 적절한 방법이라 할 수 있다.

공통경계미국에서 평균 SPI6와 SEDI6의 시간변동성과 가뭄이 심한상태를 나타내는 지수인 D3와 D4 가뭄을 겪었던 면적의 변화를 Fig. 5에 나타냈다. Fig. 5(a)에서 나타나듯이, 1955년를 기준으로 그 이전에는(1900~1955) SPI6와 SEDI6의 변화가 매우 유사하였는데, 1955년과 1975년 사이 SEDI6가 SPI6에 비해 증가폭이 매우 컸다. 흥미롭게도 이 기간은 미국 중서부지역에서 관개농업이 급격히 늘어나던 시기와 일치한다. GCR이론으로 볼 때, 1950년 이전보다 이 기간에 관개수의 영향으로 대기하층이 ETD에 의해 조정되는 정도가 상당히 줄어, SEDI6가 갑자기 상승했을 가능성이 있을 것으로 보인다. SPI6는 1970년대 이후 그 이전에 비해 변동폭이 더 커지는데, 1970년 이후의 강수변동성이 훨씬 크다는 것을 의미한다. 지구온난화의 영향으로 평균기온이 상승하고, 일반적으로 상승한 평균기온은 대기의 함수능력을 증가시키는데, 여기에 관개수가 증가한 함수능력만큼의 수증기를 대기에 공급할 수 있게 되어 변동폭 증가에 영향을 준 것으로 추정된다. 하지만 관개활동 등의 인간의 활동이 수문순환과 대기순환에 주는 영향을 정량적으로 평가하는 것은 쉽지 않고 해수면 온도와 같은 큰 규모의 영향도 무시할 수 없기 때문에, 이에 대한 심층적 연구가 추가적으로 필요할 것으로 보인다.

Fig. 5(b)에서 보여주는 것과 같이, 1955년 이후 D3와 D4 가뭄면적은 평균적으로는 오히려 줄어들고 있는 것처럼 보이는데, 관개농업과 해수면 온도변화 등의 영향으로 인해 늘어난 대기의 수증기 때문이라고 설명할 수 있다. 1934~35년과 1955~56년에 발생한 가뭄의 공간적 규모는 비교적 넓게 가뭄이 발생한 1988~89년과 2011~12년 가뭄보다도 그 규모는 더욱 컸다. Dai (2013)와 Sheffield *et al*. (2012)의 연구결과를 보면 미국에서 습해지는 추세를 가지고 있는 것처럼 보이는 결과와 그 유사성을 찾을 수 있다. 한편, Trenberth *et al*. (2014)은 Dai (2013)와 Sheffield *et al*. (2012)의 두 연구를 종합해, 기후변화로 인해서 지역적으로 빠르고 강하게 나타났다 사라지는 돌발성 폭염에 의한 가뭄이 더 늘어날 가능성이 있다고 결론지었다. 이와 같이, 가뭄사상 평가에서 나타난 바

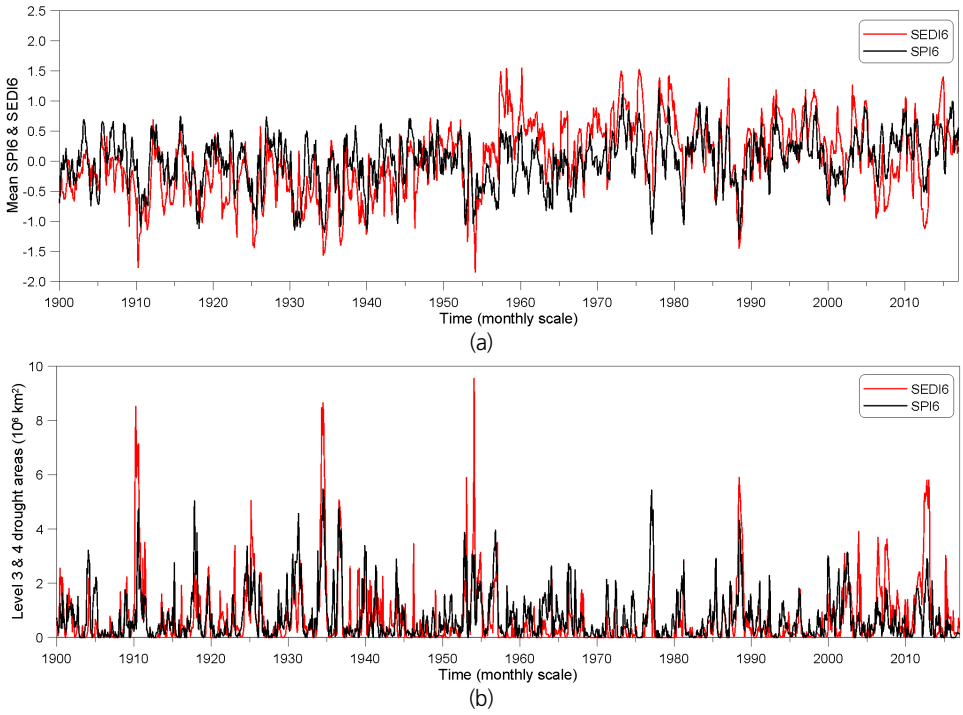

Fig. 5. (a) Temporal variation of the spatial averaged SEDI6 and SPI6 across CONUS, and (b) changes in D3 and D4 areas defined by SEDI6 and SPI6

와 같이 SEDI는 지수산정에 강수량이 포함되지 않았음에도 불구하고 강수량의 변화와 높은 상관성을 보이며, SPI6와 SEDI6 사이의 평균적으로 상당히 큰 상관계수(0.64)를 보였다. 이러한 결과는 토양수분에 의해 하층대기가 조정되는 양으로 강수 부족을 어느 정도 측정할 수 있음을 의미한다고 볼 수 있다.

SEDI와 SPI의 지속시간을 1개월에서 3, 6, 9, 12개월로 증가시켜가면서 공통경계미국에서 공간상관성을 살펴보았으며, Fig. 6에 나타냈다. Fig. 6에서 보여주는 바와 같이 지속시간을 늘려갈수록 SEDI와 SPI의 상관이 높은 지역은 점점 넓어지는 것을 알 수 있는데, 특히 미남부에서 중서부 지역으로 넓어진다. van der Ent and Tuinenburg (2017)에 따르면 증발된 수증기가 대기에 평균 8.5일 정도 체류한다고 하였다. SPI와 SEDI의 지속시간을 함께 증가시켰을 경우, 1개월 지속시간에서 나타날 수 있는 월말에 증발해서 월초에 강수로 떨어지는 물리적 관계를 단절을 줄일 수 있게 된다. 따라서 지속시간을 증가시킬수록, 증발부족량과 강수량을 누적시키는 기간이 길어져 가뭄지수에 이러한 물리적 단절이 나타나지 않기 때문에 내륙지역에서 그 상관이 커지는 것으로 해석된다. 하지만 Fig. 6에서와 같이 태평양 연안에서 둘의 상관성이 지속시간이 증가함에 따라 오히려 감소하는데, 강수가 토양으로부터 증발보다는 외부에서 유입하는 수증기, 즉 해양의 영향

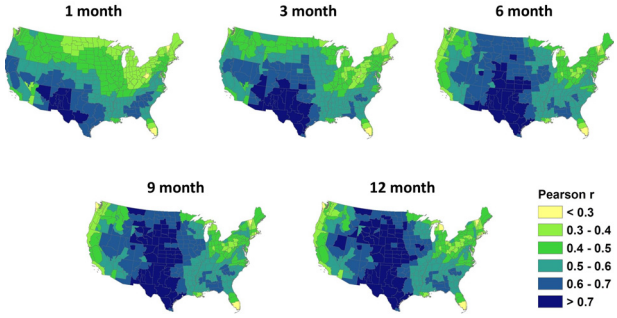

Fig. 6. Temporal correlation between SEDI and SPI per time scale. The two indices have same time scales in the correlation maps

을 점점 더 많이 받기 때문으로 해석된다. 이러한 현상은 대서양연안 동부지역에서도 일부지역을 제외하고 유사하게 나타났다. 본 연구에서 SPI6와 SEDI6가 높은 상관을 보이는 지역은 대기순환모형으로 얻어진 지표-대기 상호작용이 강한 지역과 대체로 일치한다(Koster *et al*., 2004; 2006). Guo *et al*. (2006)은 주로 건조한 지역과 습한 지역 사이의 천이지역에 지표-대기 상호작용이 강하게 나타난다고 한 바 있다. 따라서 SPI6와 SEDI6 사이에 높은 상관이 발견되는 미국 중남부지역에서는 지표 증발산량이 강수를 발생시킬 만큼 충분하고 해양으로부터의 수증기 유입은 제한적이라고 할 수 있다.

4. 결 론

본 연구에서는 GCR을 이용하여 공통경계미국에 대해 ET_a를 추정하였으며, 이를 기반으로 SEDI를 산정하여 가뭄평가를 수행하였다. 본 연구를 통해 얻은 결론은 다음과 같다.

1) GCR로 추정한 ET_a는 지면모형으로 얻어진 ET_a과 일관성을 보였지만, 대체적으로 지면모형의 모의 ET_a보다 큰 값을 보였다. 관개활동과 같은 인위적 활동은 지면모형에서 고려하기 어려우나, GCR에서는 반영되기 때문으로 해석된다.
2) 지표와 대기사이의 상호작용이 큰 지역에서 SEDI와 SPI의 상관성이 크게 나타났으며, 지속시간을 늘릴수록 둘 사이의 상관성이 더욱 크게 나타났다. 이는 수증기가 대기에 체류하는 시간이 한 달 이내로 작기 때문인 것으로 추정된다.
3) SEDI는 기상학적 요구량과 소비량 사이의 차이를 직접적으로 이용하기 때문에 농업가뭄이나 식생가뭄을 감시를 위해서는 SPI보다 더 적절한 지수이다.
4) 수문학적 가뭄에는 주요 수문성분인 강수와 증발산을 모두 고려해서 가뭄해석을 해야 한다. SPI와 같이 강수량만으로 수문학적 가뭄을 감시하는 경우에는 유역의 특성을 잘 반영하는 지속시간 선정에 특히 주의해야 한다.

본 연구가 우리나라의 폭염과 가뭄에 대한 효과적인 대비에 도움이 될 수 있기를 기대한다. 다만, 본 연구에서 제안한 방법을 우리나라에 적용할 시에는 비교적 긴 기간의 기상자료 확보방안을 고려해야 하고, 토지이용이 다양한 특성을 고려하여 주의가 필요하다.

감사의 글

본 연구는 APEC 기후센터의 지원에 의해 이루어졌습니다. 이에 감사드립니다.

References

Abatzoglou, J. (2018). GRIDMET Datasets, accessed 15 February 2018, <http://www.climatologylab.org/gridmet.html>.

Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., and Smith, M. (1998). *Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirement*. *FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56*, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.

Anderson, M. C., Hain, C., Wardlow, B., Pimstein, A., Mecikalski, J. R., and Kustas, W. P. (2011). "Evaluation of drought indices based on thermal remote sensing of evapotranspiration over the conterminous United States." *Journal of Climate*, Vol. 24, No. 8, pp. 2025-2044.

Begueria, S., Vicente-Serrano, S. M., Reig, F., and Latorre, B. (2014). "Standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI) revisited: Parameter fitting, evapotranspiration models, tools, datasets and drought monitoring." *International Journal of Climatology*, Vol. 34, pp. 3001-3023.

Bouchet, R. J. (1963). "Evapotranspiration reelle et potentielle, signification climatique." *International Association of Scientific Hydrology Publication*, Vol. 62, pp. 134-142.

Brutsaert, W. (2015). "A generalized complementary principle with physical constraints for land-surface evaporation." *Water Resources Research*, Vol. 51, No. 10, pp. 8087-8093.

Burnash, R. J. C. (1995). *The NWS river forecast system-catchment modeling*. in Computer Models of Watershed Hydrology, edited by V. P. Singh, Water Resources Publications, Littleton, Colo., pp. 311-366.

Cammalleri, C., Micale, F., and Vogt, J. (2016). "A novel soil moisture-based drought severity index (DSI) combining water deficit magnitude and frequency." *Hydrological Processes*, Vol. 30, No. 2, pp. 289-301, doi: 10.1002/hyp.10578.

Changnon, S. A., Kunkel, K. E., and Changnon, D. (2007). *Impacts of recent climate climate anomalies*. edited by Losers and Winners, Illinois State Water Survey, Illinois Department of Natural Resources and University of Illinois at Urbana-Champaign, Champaign, Illinois.

Chun, J. A., Baik, J., Kim, D., and Choi, M. (2018). "A comparative assessment of SWAT-model-based evapotranspiration against regional-scale estimates." *Ecological Engineering*, Vol. 122, pp. 1-9.

Crago, R., Szilagyi, J., Qualls, R., and Huntington, J. (2016). "Rescaling the complementary relationship for land surface evaporation." *Water Resources Research*, Vol. 52, No. 11, pp. 8461-8471.

Dai, A. (2010). "Drought under global warming: a review." *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, Vol. 2, No. 1, pp. 45-65.

Dai, A. (2011). "Characteristics and trends in various forms of the palmer drought severity index during 1900-2008." *Journal of Geophysical Research*, Vol. 116, D12115, doi:10.1029/2010JD015541.

Dai, A. (2013). "Increasing drought under global warming in observations and models." *Nature Climate Change*, Vol. 3, pp. 52-58, doi: 10.1038/nclimate1633.

Dracup, J. A., Lee, K. S., and Paulson Jr., E. G. (1980). "On the definitions of droughts." *Water Resources Research*, Vol. 16 No. 2, pp. 297-302.

Ek, M. B., Mitchell, K. E., Lin, Y., Rodgers, E., Grunman, P., Koren, V., Gayno, G., and Tarpley, J. D. (2003). "Implementation of noah land surface model advances in the national centers for environmental prediction operational mesoscale eta model." *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, No. D22, pp. 8851.

Folger, P., and Cody, B. A. (2014). *Drought in the United States: Causes and current understanding*. Congressional Research Service, Report 7-5700, R43407. Available at http://www.crs.gov.

Gao, H., Tang, Q., Ferguson, C. R., Wood, E. F., and Lettenmaier, D. P. (2010). "Estimating the water budget of major U.S. river basins via remote sensing." *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 31, No. 14, pp. 3955-3978.

Guo, Z., Dirmeyer, P. A., Koster, R. D., Bonan, G., Chan, E., Cox, P., Gordon, C. T., Kanae, S., Kowalczyk, E., Lawrence, D., Liu, P., Lu, C.-H., Malyshev, S., Mcavaney, B., Mcgregor, J. L., Mitchell, K., Mocko, D., Oki, T., Oleson, K. W., Pitman, A., Sud, Y. C., Taylor, C. M., Verseghy, D., Vasic, R., Xue, Y., and Yamada, T. (2006). "GLACE: The global land- atmosphere coupling experiment. Part II: Analysis." *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 7, pp. 611-625.

Han, S., and Tian, F. (2018). "Derivation of a sigmoid generalized complementary function for evaporation with physical constraints." *Water Resources Research*, Vol. 54, No. 7, pp. 5050-5068.

Heim, R. R., Jr. (2002). "A review of twentieth-century drought indices used in the United States." *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 83, pp. 1149-1165.

Hobbins, M. T., Wood, A., McEvoy, D. J., Huntington, J. L., Morton, C., Anderson, M., and Hain, C. (2016). "The evaporative demand drought index: Part I-Linking drought evolution to variations in evaporative demand." *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 17, pp. 1745-1761.

Kahler, D. M., and Brutsaert, W. (2006). "Complementary relationship between daily evaporation in the environment and pan evaporation." *Water Resources Research*, Vol. 42, pp. W05413.

Kangas, R. S., and Brown, T. J. (2007). "Characteristics of US drought and pluvials from a high-resolution spatial dataset." *International Journal of Climatology*, Vol. 27, No. 10, pp. 1303-1325.

Kim, D., and Rhee, J. (2016). "A drought index based on actual evapotranspiration from the Bouchet hypothesis." *Geophysical Research Letters*, Vol. 43, No. 19, pp. 10277-10285.

Koster, R. D., and Suarez, M. J. (1996). *Energy and water balance calculations in the mosaic LSM.* NASA Technical Memorandum, NASA TM-104606, 9, 60, Goddard Space Flight Cent, Greenbelt, MD.

Koster, R. D., Dirmeyer, P. A., Guo, Z., Bonan, G., Chan, E., Cox, P., Gordon, C. T., Kanae, S., Kowalczyk, E., Lawrence, D., Liu, P., Lu, C.-H., Malyshev, S., McAvaney, B., Mitchell, K., Mocko, D., Oki, T., Oleson, K., Pitman, A., Sud, Y. C., Taylor, C. M., Verseghy, D., Vasic, R., Xue, Y., and Yamada, T., (2004). "Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation." *Science*, Vol. 5687, No. 10, pp. 1138-1140.

Koster, R. D., Guo, Z., Dirmeyer, P. A., Bonan, G., Chan, E., Cox, P., Davies, H., Gordon, C. T., Kanae, S., Kowalczyk, E., Lawrence, D., Liu, P., Hsuan Lu, C., Malyshev, S., McAvaney, B., Mitchell, K., Mocko, D., Oki, T., Oleson, K. W., Pitman, A., Sud, Y. C., Taylor, C. M., Verseghy, D., Vasic, R., Xue, Y., and Yamada, T. (2006). "GLACE: The global land-atmosphere coupling experiment. Part I: Overview." *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 7, pp. 590-610.

Lhomme, J.-P. (1997). "A theoretical basis for the Priestley-Taylor coefficient." *Boundary-Layer Meteorology*, Vol. 82, pp. 179-191.

Liang, X., Lettenmaier, D. P., Wood, E. F., and Burges, S. J. (1994). "A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for GCMs." *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. D7, pp. 14415-14428.

McEvoy, D. J., Huntington, J. L., Hobbins, M. T., Wood, A., Morton, C., Anderson, M., and Hain, C. (2016). "The evaporative demand drought index. Part II: CONUS-wide assessment against common drought indicators." *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 17, pp. 1763-1779.

McKee, T. B. N., Doesken, J., and Kleist, J. (1993). "The relationship of drought frequency and duration to time scales." *In Proceedings of Eighth Conference on Applied Climatology*, American Meteorological Society, Anaheim, CA., pp. 179-184.

Monteith, J. L. (1965). "Evaporation and the environment." *19th Symposia of the Society for Experimental Biology*, Vol. 19, pp. 205-234.

Nalbantis, I. (2008). "Evaluation of a hydrological drought index." *European Water*, Vol. 23, No. 24, pp. 67-77.

National Aeronautics and Space Administration (NASA) (2018). LDAS (Land Data Assimilation System), accessed 10 August 2018, <http://ldas. gsfc.nasa.gov/nldas>.

Palmer, W. C. (1965). *Meteorological drought*. U.S. Weather Bureau, Research Paper 45, pp. 65.

Penman, H. L. (1948). "Natural evaporation from open water, bare soil and grass." *Proceedings of the Royal Society London A*, Vol. 194, No. S, pp. 120-145.

Priestley, C. H., and Taylor, R. J. (1972). "On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters." *Monthly Weather Review*, Vol. 100, pp. 81-92.

PRISM Climate Group (2018). Northwest Alliance for Computational Science and Engineering. PRISM Climate Data, accessed 15 February 2018, <http://www.prism.oregonstate.edu.>.

Sheffield, J., and Wood, E. F. (2008). "Projected changes in drought occurrence under future global warming from multi-model, multi-scenario, IPCC AR4 simulations." *Climate Dynamics*, Vol. 31, No. 1, pp. 79-105.

Sheffield, J., Wood, E. F., and Roderick, M. L. (2012). "Little change in global drought over the past 60 years." *Nature*, Vol. 491, pp. 435-438.

Sridhar, V., and Nayak, A. (2010). "Implications of climate-driven variability and trends for the hydrologic assessment of the Reynolds Creek Experimental Watershed, Idaho." *Journal of Hydrology*, Vol. 385, No. 1-4, pp.183-202. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.02.020.

Steduto, P., Hsiao, T. C., Fereres, E., and Raes, D. (2012). *Crop Yield Response to Water*. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 66, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.

Strzepek, K., Yohe, G., Neumann, J., and Boehlert, B. (2010). "Characterizing changes in drought risk for the United States from climate change." *Environmental Research Letters*, Vol. 5, 044012, pp. 1-9.

Szilagyi, J. (2018). "Anthropogenic hydrological cycle disturbance at a regional scale: State-wide evapotranspiration trends (1979-2015) across Nebraska, USA." *Journal of Hydrology*, Vol. 557, pp. 600-612.

Szilagyi, J., Crago, R., and Qualls, R. (2017). "A calibration-free formulation of the complementary relationship of evaporation for continental-scale hydrology." *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, Vol. 122, No. 1, pp. 264-278.

Thornthwaite, C. W. (1948). "An approach toward a rational classification of climate." *Geographical Review*, Vol. 38, No. 1, pp. 55-94.

Trenberth, K. E., Branstator, G. W., and Arkin, P. A. (1988). "Origins of the 1988 North American Drought." *Science*, Vol. 242, No. 4886, pp. 1640-1645.

Trenberth, K. E., Dai, A., van der Schrier, G., Jones, P. D., Barichivich, J., Briffa, K.R., and Sheffield., J. (2014). "Global warming and changes in drought." *Nature Climate Change*, Vol. 4, pp. 17-22.

van der Ent, R. J., and Tuinenburg, O. A. (2017). "The residence time of water in the atmosphere revisited." *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 21, pp. 779-790.

Vicente-Serrano, S. M., Begueria, S., and Lopez-Moreno, J. I. (2010). "A multiscalar drought index sensitive to global warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI)." *Journal of Climate*, Vol. 23, pp. 1696-1718.

Vicente-Serrano, S. M., Miralles, D. G., Domínguez-Castro, F., Azorin-Molina, C., Kenawy, A. E., McVicar, T. R., Tomás-Burguera, M., Beguería, S., Maneta, M., and Peña-Gallardo, M. (2018). "Global assessment of the Standardized Evapotranspiration Deficit Index (SEDI) for drought analysis and monitoring." *Journal of Climate*, Vol. 31, pp. 5371-5393.

Wilhite, D. A. (2000). *Drought as a natural hazard: Concepts and definitions.* in D. A. Wilhite, Ed., Drought: A global assessment. Natural Hazards and Disasters Series. Routledge Publishers, U.K.

World Meteorological Organization (WMO) (1992). *International meteorological vocabulary*. WMO No.182, 2nd ed., pp. 784.

Xia, Y., Mitchell, K., Ek, M., Sheffield, J., Cosgrove, B., Wood, E., Luo, L., Alonge, C., Wei, H., Meng, J., Livneh, B., Lettenmaier, D., Koren, V., Duan, Q., Mo, K., Fan, Y., and Mocko, D. (2012). "Continental-scale water and energy flux analysis and validation for the North American Land Data Assimilation System project phase 2 (NLDAS-2): 1. Intercomparison and application of model products." *Journal of Geophysical Research*, Vol. 117, No. D3, D03109.

Yu, M., Cho, Y., Kim, T.-W., and Chae, H.-S. (2018). "Analysis of drought propagationusing hydrometeorological data: from meteorological drought oto agricultual drought." *Journal Korea Water Resources Association*, Vol. 51, No. 3, pp. 195-205(in Korean with English abstract).