



PREFACE

It is our pleasure to present this report on the APEC Climate Center (APCC)'s research activities in 2013, which has been a very productive year for our Center.

APCC has expanded its research scope, in response to regional societal and scientific needs. While building expertise in climate prediction remains a priority, we are extending our reach to include policy-relevant climate applications and value-added climate information products.

APCC has accelerated efforts to better our service to the region. As one of the main services provided by APCC, the MME 3-month prediction information has been productively applied by scientists in developing countries that are unable to produce their own prediction information. Furthermore, in order to better prepare for climate-related hazards in a timely manner, APCC launched its 6-month MME prediction service in September 2013. We also began to release forecasts of the Boreal Summer Intraseasonal Oscillation (BSISO), starting from July 2013, as the world's first operational BSISO forecast service. Our researchers also achieved great success in publishing their papers in noted academic journals. Dr. Ok-Yeon Kim, for example, published a paper in *Climate Dynamics* and her research was later selected as one of the Research Highlights by another distinguished journal, *Nature Climate Change*. The following research report provides more information about our research outcomes from 2013.

We will continue to promote the best use of our research outcomes in various scientific and application areas. Our successes and achievements would not have been possible without the support of our valued partners. In this regard, I extend my thanks to you and I hope you enjoy this 2013 Research Report.

Chin-Seung Chung
Director, APEC Climate Center

CONTENTS

강수와 증발산량 추정을 통한 수문학적 가뭄의 원격 탐사

■ 이진영 | 기후변화연구팀

1. 서론	51
2. 연구 자료 및 방법	53
2.1 대상 지역	53
2.2 자료	54
2.3 연구 방법론	58
3. 연구내용	62
3.1 원격 탐사를 통한 대기 온도 추정	62
3.2 증발산량의 추정	66
3.3 유역별 자료 산정	67
4. 결과 및 토의	67
4.1 원격 탐사를 통한 대기 온도의 추정	67
4.2 증발산량의 추정	78
4.3 P-PET와 유량과의 상관성 분석	78
4.4 수문학적 가뭄 평가	81
5. 결론	85



APCC
RESEARCH REPORT 2013-04

강수와 증발산량 추정을 통한 수문학적 가뭄의 원격 탐사

이진영 | 기후변화연구팀

ABSTRACT

Hydrological drought occurs when the amount of surface and subsurface water fails to meet water demand. Recently, the coping capacity for drought has dramatically increased since the improvement of water management facilities, such as dams, reservoirs, ground-water wells, and irrigation systems. Severe and extreme drought still occurs, however, disabling human efforts to overcome its harmful effects. In order to minimize the adverse impacts of drought, drought early warning systems that produce appropriate and timely drought information and deliver it to decision-makers are required to respond to unfavorable drought conditions. The amount of available water in the regions suffering from insufficient water supply should be assessed and monitored regularly, based on hydrological variables such as runoff, reservoir level, and streamflow. There is a lack of observation data for these variables in the upstream regions of watershed basins and/or in developing counties.

Remote sensing can provide a cost-efficient way of deriving drought information for regions with a lack of observation data for meteorological and hydrological variables. Drought information may be obtained more easily from meteorological data based on water balance rather than hydrological data, which is difficult to estimate. In this study, a method to assess and monitor hydrological drought using remotely sensed precipitation and evapotranspiration estimates was investigated for use in regions with limited observation data. Air temperature data at the 2-m level was estimated using remotely sensed data, then evapotranspiration was estimated from the air temperature, and the correlations between precipitation minus evapotranspiration (P-PET) and streamflow percentiles were examined.

Land Surface Temperature data with a 1km×1km spatial resolution as well as Atmospheric Profile data with a 5km×5km spatial resolution from MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) sensor on board the *Aqua* satellite were used to estimate the monthly maximum and minimum air temperature in South Korea. The estimated 2-m air temperature data, that can be used either corrected, using the CRU (Climate Research Unit) TS3.20 gridded dataset, or uncorrected, showed comparable or smaller MAE or RMSE values (MAE=1.18-1.89°C, RMSE=1.42-2.36°C), compared to existing studies. Evapotranspiration was estimated from the maximum and minimum air temperature using the Hargreaves method and the estimates were compared to MOD16 data from the University of Montana, based on the Penman-Monteith method, showing smaller coefficient of determination values but smaller MAE and RMSE (MAE=6.44-25.66mm/month, RMSE=7.54-29.10mm/month).

Precipitation was obtained from Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) monthly rainfall data, and the correlations of 1-, 3-, 6-, and 12-month P-PET percentiles with streamflow percentiles were analyzed for the Mankyung-gang watershed basin, Dongjin-gang watershed basin, and Upper Namhan-gang watershed basin in South Korea. The Upper Manhan-gang watershed basin was the most affected region from the 2008~2009 drought, and the Mankyung-gang and Dongjin-gang watershed basins experienced serious drought during the 2012 spring drought.



The 1-month P-PET percentile during JJA in Dongjin-gang watershed basin (Pearson's $r=0.87$, $p\text{-value} < .0001$; Kendall's $\tau=0.65$, $p\text{-value}=0.0004$) and 1-month P-PET percentile during JJA (Pearson's $r=0.89$, $p\text{-value} < .0001$; Kendall's $\tau=0.71$, $p\text{-value} < .0001$) and SON (Pearson's $r=0.63$, $p\text{-value} < .0001$; Kendall's $\tau=0.47$, $p\text{-value}=0.0006$) in the Upper Namhan-gang watershed basin are highly correlated with the streamflow percentile with a 95% confidence level. Since the effect of precipitation in these two basins is especially high, the correlation between the evapotranspiration percentile and streamflow percentile is positive (Pearson's $r=0.51$, $p\text{-value}=0.006$; Kendall's $\tau=0.38$, $p\text{-value}=0.005$).

In the Mankyung-gang watershed basin, the 3-month P-PET percentile during MMA (Pearson's $r=0.67$, $p\text{-value}=0.05$; Kendall's $\tau=0.39$, $p\text{-value}=0.14$) and SON (Pearson's $r=0.69$, $p\text{-value}=0.02$; Kendall's $\tau=0.49$, $p\text{-value}=0.04$), as well as JJA (Pearson's $r=0.7$, $p\text{-value}=0.03$; Kendall's $\tau=0.51$, $p\text{-value}=0.04$) are highly correlated with the streamflow percentile with a 95% confidence level. The correlation of the 1-month P-PET percentile with streamflow percentile is also quite high (Pearson's $r=0.88$, $p\text{-value} < .0001$; Kendall's $\tau=0.69$, $p\text{-value} < .0001$) during JJA.

Remotely sensed air temperature and evapotranspiration estimates produced relatively small MAE and RMSE values compared to existing studies, and the 3-month P-PET percentile in the Mankyung-gang watershed basin and 1-month P-PET percentile in the Upper Namhan-gang watershed basin showed good correlations with streamflow percentile, not only in summer (JJA) with much precipitation, but also in autumn (SON) which is a more important period for drought assessment and monitoring. These results indicate that remotely sensed P-PET estimates can be used for the assessment and monitoring of hydrological drought. There exists a limitation as far as the coarse spatial resolution of precipitation estimates, which can be resolved by the downscaling of satellite precipitation data. Furthermore, soil moisture stress and vegetation phenology should be considered in the estimation of evapotranspiration if the methodology is applied to other regions.

Remote sensing can be used effectively to estimate air temperature and evapotranspiration for regions with limited observation data. The methodology can be applied to the regions that lack meteorological and hydrological data for cost-efficient assessment and monitoring of hydrological drought. The estimates may be used in the decision-making process to minimize the adverse impacts of hydrological drought. The provision of spatially distributed data with high spatial resolution enables the assessment of drought conditions for each region and the establishment of differentiated measures to cope with drought in developing counties.

The production of remotely sensed estimates of meteorological and hydrological variables, as well as derived drought information that is in need in developing counties is an opportunity for international cooperation. The use of these estimates for upstream basins without observation data suggests a cost-effective and timely method for the assessment and monitoring of hydrological drought.

1. 서론

가뭄은 강수의 부족으로 인해 시작되는 재난으로, 물에 의지하여 살아가는 인간 및 생태계에 큰 영향을 미친다. 국내 법적으로는 「재난 및 안전관리 기본법」 제3조에 국민의 생명, 신체, 재산과 국가에 피해를 주거나 줄 수 있는 주요 자연 재난의 하나로 태풍, 홍수, 대설 등과 함께 지정되어 있다. 강수의 부족이 지속되는 기간에 따라 가뭄은 기상학적(meteorological) 가뭄으로 시작하여 농업적(agricultural) 가뭄, 수문학적(hydrological) 가뭄으로 발달하는데, 심각한 사회·경제적인 피해를 발생시키는 경우 사회·경제학적인(socioeconomic) 가뭄으로 정의하기도 한다(Wilhite and Buchanan 2005).

이 중 하천, 저수지 등 지표수와 지하수의 부족을 일컫는 수문학적 가뭄은 생활용수, 공업용수, 농업용수 및 하천 유지용수의 부족을 가져와 인간 및 생태계에 큰 피해를 입히게 된다. 최근 다목적 댐, 농업용 저수지 등 수리시설의 확충 및 지하수의 개발로 가뭄에 어느 정도 대처할 수 있는 역량이 길러졌으나 댐 및 저수지의 운영을 무력화시킬 정도의 극한 가뭄은 여전히 발생해 왔다. 2000년대에 들어서도 우리나라에 심한 가뭄이 수차례 발생하였는데, 2000년~2001년 경기, 강원, 충남, 충북, 경북 등의 지역에 발생한 가뭄과 2008년~2009년에 강원 지역을 포함한 전국에 발생한 가뭄(심기오 2009), 그리고 2012년 봄에 전국적으로 발생한 가뭄을 들 수 있다.

가뭄으로 인한 피해를 최소화하기 위해서는 가뭄 평가 및 감시를 통해 정확하고 시의 적절한 정보를 수자원 관리 의사결정자에게 전달하여 적확하고 신속한 결정을 내릴 수 있도록 도와주는 가뭄 조기 경보 시스템(drought early warning system)이 필요하다(Hayes et al. 2012). 수문학적 가뭄에 대처하기 위해서는 물 부족 지역에 원활하게 수자원을 공급하기 위하여 유역별 수자원 분포에 대한 정보를 알아야 하는데, 이는 강수, 온도 등의 기상 변수와 수위, 유량 등의 수문 변수 자료가 존재하는 유역에만 존재한다. 이러한 계측 유역에서는 관측 자료를 활용하여 수문학적 가뭄으로 인한 피해가 발생하지 않도록 물이용을 미리 계획할 수 있다.

관측 설비가 갖추어져 있지 않은 경우에는 여러 다른 방법을 통해 가뭄 정보를 이끌어낸다. 내삽(interpolation) 등의 통계적 방법을 활용하거나 수문 모형(hydrological

model)을 이용하여 가뭄 평가에 유용한 정보를 도출할 수 있다. 그러나 내삼 등의 통계적 방법도 주변 지역에 관측 자료가 존재해야 가능하며 수문 모형을 이용하려면 적용 지역에 대한 매개변수 추정 등의 과정이 선행되어야 하는데, 이도 역시 가깝거나 특성이 비슷한 지역의 관측 값을 기반으로 한다. 주변의 관측 자료도 부재하거나 활용이 어려운 경우에는 원격 탐사(remote sensing)를 이용하여 가뭄 정보를 도출할 수 있다.

수문학적 가뭄은 지표수 및 지하수량과 직접적으로 연결되므로 유출량(runoff)으로 평가할 수 있다. 원격 탐사를 통해 가뭄과 관련 있는 여러 변수의 시공간적으로 연속적인 값을 비용 효율적으로 생산할 수 있는데, 유출량은 원격 탐사로도 직접 측정이 어렵다. 따라서 물 수지(water balance)에 기초하여 강수량과 증발산량을 통해 유출량을 간접적으로 구하게 된다. 증발산량 추정을 위해서는 다양한 방법이 존재하는데, 사용되는 각 변수의 신뢰도가 다를 수 있다. 최고 온도와 최저 온도에 기초한 방법은 간단하고 상대적으로 불확실성이 낮은 온도 변수만을 활용하나 평균 온도 대신 최고 및 최저 온도를 이용함으로써 습도의 효과를 반영할 수 있다(Kingston et al. 2009).

본 연구의 목적은 개발도상국이나 우리나라의 상류 지역과 같이 수문 변수의 관측 자료가 부재한 지역에서 활용할 수 있도록 원격 탐사를 이용하여 강수 및 증발산량을 추정 한 후 이를 통한 수문학적 가뭄의 평가를 검증하는 것이다. 이를 위해 (1) 원격 탐사 자료를 통해 대기 온도를 추정하고 (2) 이를 기반으로 증발산량을 도출한 뒤 (3) 원격 탐사 강수량과 도출된 증발산량의 차가 유량과 가지는 상관성을 분석하여 수문학적 가뭄 평가 및 감시에 대한 적용성을 검증하였다.

제2장에서는 대상 지역 및 본 연구에 사용된 자료와 방법론을 설명하고 제3장에서 연구 내용을 상세히 살펴보았으며 제4장에 연구 결과와 토의를 실었다. 제5장의 결론을 통해 연구의 결과를 정리하고 의의 및 시사점을 살펴보았다. 본 연구를 통해 국제적으로는 개도국에 필요한 기상 자료 생산 및 가뭄 정보 제공을 통해 협력을 제고하고 국내적으로는 가뭄 관련 정책 수립 및 수문학적 가뭄 피해를 최소화하기 위한 의사결정에 도움이 될 수 있는 기초 자료를 제공할 수 있을 것으로 보인다.

2. 연구 자료 및 방법

2.1 대상 지역

본 연구에서는 관측 자료가 부재한 지역의 수문학적 가뭄 평가 및 감시를 위한 방법론을 살펴보려고 하나, 관측 자료가 없는 지역을 대상 지역으로 선정할 경우 적용성을 검증할 수 없다. 따라서 강수, 온도 등의 기상 변수와 수위, 유량 등 수문 변수의 시계열 자료가 존재하는 우리나라 남한 지역(124.3~131.3°E, 33~39°N)을 대상으로 하여 연구 결과를 검증하고 추후 관측 자료가 없는 지역에 방법론을 적용할 수 있도록 하였다. 남한 지역은 계절의 뚜렷한 변화로 온도 변화의 폭이 크며 지형이 복잡하여 기상 변수 추정에 있어서 지역적 요인들의 영향을 분석할 수 있다.

대기 온도 추정의 검증을 위해서는 시간 단위의 기상 자료를 생산하는 기상청의 종관 기상관측소(Automatic Synoptic Observation System, ASOS) 60곳의 자료를 사용하였으며(Figure 1a), 강수량, 증발산량의 차(P-PET)와 유량의 상관성 분석을 통한 수문학적 가뭄의 검증은 2008년~2009년 극한 가뭄이 발생했던 남한강 상류 유역(Figure 1b; 심기 오 2009)과 2012년 봄 극한 가뭄이 발생했던 만경강 유역 및 동진강 유역(Figure 1c; 안정훈 외 2012)에 대해 수행하였다. 단, 만경강 및 동진강 중권역 출구 지점의 유량 자료가 존재하지 않는데다 조수(tide)의 영향을 피하기 위해 이 두 중권역에 대해서는 상류의 각각 5개와 2개의 표준유역에 대해서 분석을 하였다.

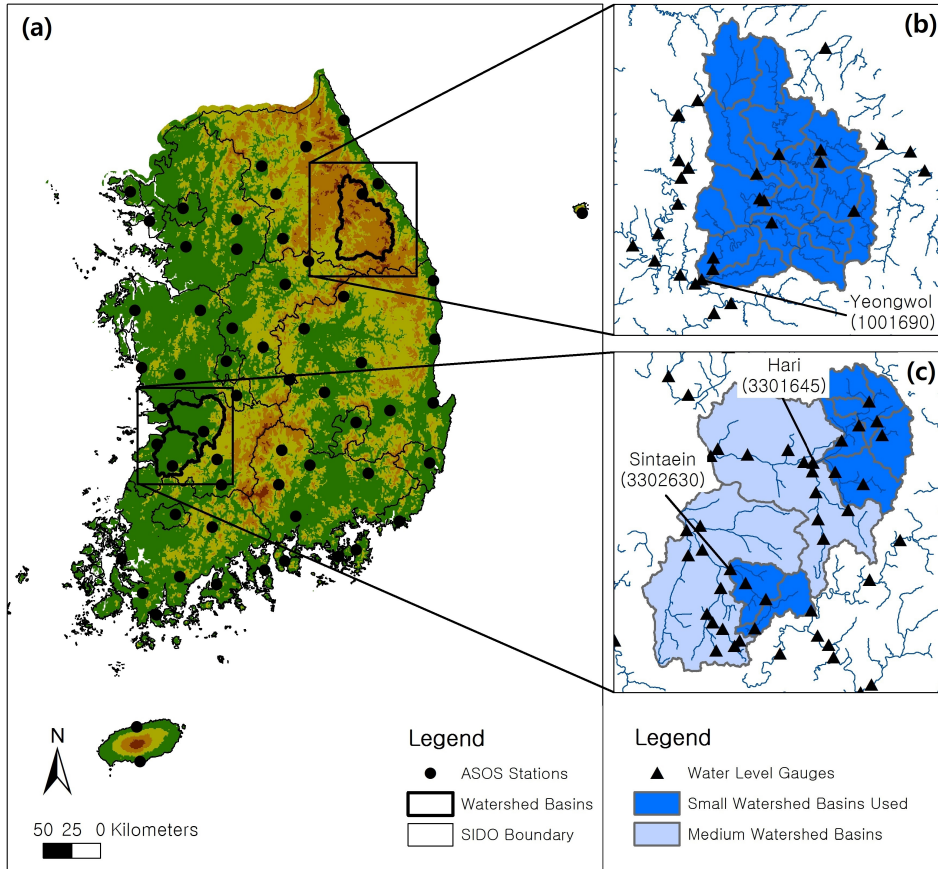


Figure 1 Study area: (a) Locations of 60 ASOS weather stations, (b) Upper Namhan-gang basin with Yeongwol water-level gauge, and (c) Mankyung-gang and Dongjin-gang basins with Hari and Sintaein water-level gauges, respectively.

2.2 자료

2.2.1 원격 탐사 자료

2.2.1.1 대기 온도 추정을 위한 자료

대기 온도 추정을 위해서 간접적으로 연관되는 변수보다는 직접 해석될 수 있는 온도 자료만을 사용하였다. 대기 온도 추정을 위한 기존의 연구들이 NDVI(Normalized

Difference Vegetation Index) 등의 식생지수(vegetation index)나 고도(elevation), 태양 천정각(solar zenith angle) 등의 변수를 이용하였으나(e.g., Vancutsem et al. 2010, Lin et al. 2012) 본 연구에서는 기본적으로 온도의 속성을 지닌 자료만을 이용하였다.

미국 NASA(National Aeronautics and Space Administration)의 Aqua 위성에 탑재된 MODIS(Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) 센서로부터 생산된 Level-3 표준 결과물인 1km×1km 공간 해상도, 8일의 시간 해상도를 가진 지표면 온도 자료(Land Surface Temperature & Emissivity, MYD11A2; 이후 내용에서 LST)와 5km×5km 공간 해상도, 5분의 시간 해상도를 가진 Level-2 표준 결과물인 대기 연직 온도 자료(Atmospheric Profile, MYD07_L2; 이후 내용에서 AP)를 이용하였다. 이들 자료는 미국 NASA의 EOSDIS(Earth Observing System Data and Information System, <http://reverb.echo.nasa.gov>)에서 획득하였다.

Aqua 위성 자료는 2002년 7월부터 존재하며, 지표면 온도 자료는 주간 및 야간 온도를 포함하고 있으며 대기 연직 자료는 20개 지위 고도(geopotential height)에 대한 온도 및 수분 자료를 포함하고 있다. 대기 연직 온도 및 수분 자료는 TOVS(Television Infrared Observing Satellite Vertical Sounder) 자료와의 ITPP(International TOVS Processing Package)를 이용한 회귀 알고리즘으로부터 생산된다(Borbias et al. 2011, Mendez Jock 2004).

2.2.1.2 강수량 추정을 위한 자료

강수량 자료는 미국 NASA와 일본 JAXA(Japan Aerospace Exploration Agency)에 의해 공동으로 개발된 TRMM(Tropical Rainfall Measuring Mission)의 월별 강수량 자료인 3B43 자료(버전 7)를 이용하였다. 자료는 미국 GES DISC(Goddard Earth Sciences Data and Information Service Center)에서 획득하였다. TRMM 3B43 자료는 3시간 단위 강수량 자료인 TRMM 3B42 자료와 미국 NOAA(National Oceanic and Atmospheric Administration)의 기후예측센터(Climatology Prediction Center)에서 생산한 CAMS(Climatology Anomaly Monitoring System) 전구 격자 강우 자료, GPCC(Global Precipitation Climatology Center)의 전구 강우 관측 자료를 결합한 것으로, 50°S~50°N, 180°W~180°E의 지역에 대해 0.25°×0.25° 공간 해상도의 자료를 제공한다.



2.2.1.3 증발산량 검증을 위한 자료

대기 온도를 이용하여 추정된 증발산량과 비교하기 위해 미국 몬태나 주립대학교 (University of Montana)에서 생산한 전구 증발산량 자료(이후 내용에서 MOD16, <http://www.ntsg.umt.edu/project/mod16>)를 획득하였다. 이 자료는 원격 탐사 입력 자료로 Penman-Monteith 방법을 이용하여 생산되며, 1km×1km의 공간 해상도와 8일, 월별, 연간 시간 해상도로 2000년~2010년에 대해 실제 및 잠재 증발산량을 제공한다.

2.2.2 관측 자료

2.2.2.1 시간 단위 온도 자료

AP 자료 분석에 있어 Aqua 위성의 관측 시각(overpass time)과 실제 최고 및 최저 온도를 기록한 시각과의 차를 보정하기 위하여 기상청에서 제공하는 ASOS 관측소 60곳의 시간 단위 온도 자료를 이용하였다.

2.2.2.2 유량 자료

국가 수자원관리 종합정보 시스템(Water Management Information System, WAMIS)으로부터 수위관측소의 유량 자료를 획득하였다. 17개의 표준유역을 포함하고 있는 남한강 상류 유역(1001)에 대해서는 출구 지점인 영월 관측소(1001690)의 유량 자료를 이용하였으며, 만경강 유역(3301)에 대해서는 상류 5개 표준유역의 출구 지점인 하리 관측소(3301645)의 유량 자료를, 동진강 유역(3302)에 대해서는 상류 2개 표준유역의 출구 지점인 신태인 관측소(3302630)의 유량을 이용하였다(Figure 1, Table 1).

2.2.2.3 증발산량 자료

증발산량의 검증을 위해 60개 ASOS 위치에서 관측 자료를 이용하여 Penman-Monteith 방법으로 계산한 증발산량 자료(Kim, 2012)를 사용하였다.

Table 1 Small watershed basins in the study area.

Medium watershed basin (중권역)	Small watershed basin (표준유역 코드)	
남한강 상류 1001	광동댐	100101
	광동댐하류	100102
	임계천	100103
	골지천중류	100104
	도암댐	100105
	송천	100106
	골지천하류	100107
	오대천상류	100108
	오대천하류	100109
	어천상류	100110
	어천하류	100111
	정선	100112
	지장천상류	100113
	지장천하류	100114
	창리천	100115
	석항천	100116
	영월	100117
만경강 3301	대아댐	330101
	경천댐	330102
	대아댐하류	330103
	소양천	330104
	전주천합류전	330105
동진강 3302	동진강상류	330201
	신태인수위표	330202

2.2.3 보조 자료

토지 피복 및 고도의 영향을 살펴보기 위해 Terra 위성과 Aqua 위성의 MODIS 센서 자료를 결합한 500m×500m 공간 해상도의 2010년 토지피복 자료(MCD12Q1)를 이용하였다. 이 자료는 4종류의 토지 피복 분류를 제공하는데, 이 중 토지 피복을 17개로 나눈 IGBP(International Geosphere-Biosphere Programme) 분류를 이용하였다.



고도 자료로는 미국 지질조사국(United States Geological Survey, USGS)에서 개발한 수치고도모형(Digital Elevation Model)인 약 1km×1km 공간 해상도의 GTOPO30 자료를 획득하여 이용하였다.

2.3 연구 방법론

2.3.1 수문학적 가뭄 평가

수문학적 가뭄은 지표수 및 지하수의 양이 물 수요량을 만족시키지 못하는 상태로 정의할 수 있는데(Mishra and Singh 2010), 주요 수문 변수인 유출량, 저수위, 유량 등을 이용하여 평가 및 감시할 수 있다(e.g., Cancelliere and Salas 2010). 가뭄 지수를 활용할 수도 있는데 수문학적 가뭄 평가를 위한 대표적인 지수는 SWSI(Surface Water Supply Index; Shafer and Dezman 1982, Dezman et al. 1982)로 강설, 저수량, 유량, 강우 등의 인자를 모두 결합하여 물 공급의 상태를 평가한다. 그러나 많은 지역에서 유량 및 여타 변수의 관측 값이 존재하지 않으므로 물수지에 기초하여 다른 변수 값을 통해 수문학적 가뭄의 정도를 평가한다.

$$P = E + Q + \Delta S \quad (\text{식 2.3.1})$$

여기에서 P는 강수량, E는 증발량, Q는 유출량, ΔS 는 토양 수분 및 지하수 함량 등 수분 저장고의 변화를 의미한다. Q와 ΔS 의 합이 이용 가능한 물 공급량이라고 가정하면 수문학적 가뭄은 P와 E를 통하여 평가할 수 있게 된다.

증발량(evaporation)과 증산량(transpiration)을 합친 증발산량(evapotranspiration)은 관측 값이 희소하므로 상대적으로 오랜 기간 관측되어 온 강수량을 이용, 가뭄지수의 하나인 SPI(Standardized Precipitation Index)을 계산하여 수문학적 가뭄을 평가하는 연구가 다수 존재해 왔다(e.g., Sonmez et al. 2005, Shahid and Behrawan 2008). 그러나 이 경우 증발산량의 변화가 수문학적 가뭄에 미치는 영향을 간과하게 된다. 따라서 SPEI(Standardized Precipitation Evapotranspiration Index; Vicente-Serrano et al.

2010), RDI(Reconnaissance Drought Index; Tsakiris et al. 2007), HI(Hydroclimatic Index; Ellis et al. 2009) 등 강수량과 증발산량을 동시에 고려한 가뭄 지수들이 개발되었다. Vicente-Serrano et al.(2012)는 SPEI를 이용하여 생태학적, 농업적, 수문학적인 가뭄을 평가하여 SPEI가 SPI에 비하여 여름철 가뭄을 더 잘 나타내는 것을 보였다.

본 연구에서는 관측 값이 존재하지 않는 지역의 수문학적 가뭄 평가 및 감시를 목적으로 하므로 원격 탐사를 통해 강수량과 증발산량을 추정하여 수문학적 가뭄을 평가하고자 하였다. Vicente-Serrano et al.(2012)는 CRU(Climatic Research Unit) 자료를 사용하여 전구에 대해 분석을 수행하였으나, 본 연구에서는 지역 규모의 가뭄 평가에 활용할 수 있도록 공간 해상도가 낮은 재분석 자료를 그대로 이용하기 보다는 원격 탐사를 통해 조밀한 해상도의 증발산량을 추정하였다.

원격 탐사를 통해 얻을 수 있는 가용한 자료의 기간이 길지 않으므로 정규화 등을 필요로 하는 SPEI 등의 지수는 사용하지 않았으며, 강수량 및 증발산량을 백분위수(percentile)로 변환하여 유량의 백분위수와 상관성을 분석하였다. 유량과 가뭄 지수의 상관성을 분석한 기존 연구로 Vicente-Serrano et al.(2012)는 SSI(Standardized Streamflow Index)와 SPI, SPEI, PDSI(Palmer Drought Severity Index)와의 사이에 각각의 평균 Pearson 상관계수 $r = 0.57, 0.58, 0.45$ 을 얻었다.

2.3.2 증발산량의 추정

수문기후학에서 증발산량은 실제 증발산량(Actual evapotranspiration, AET)과 잠재 증발산량(Potential evapotranspiration, PET)으로 구분하여 설명할 수 있는데, AET는 말 그대로 실제로 일어나는 증발산량이며 PET는 충분한 수분이 공급된다면 일어날 수 있는 잠재적인 증발산량이다.

대륙 규모의 연구에서 AET는 강수량과 유출량의 관계식을 사용하여 추정하기도 하며(Hare 1980), 최근 상세한 지역 규모의 연구에서는 토양 수분의 정도를 이용하여 토양 수분 스트레스 계수 등을 활용하여 추정하기도 하였다(Seney et al. 2012).

우리나라의 경우 토양 수분과 증발산량의 커플링(coupling)을 살펴보면 증발산량이

토양 수분에 영향을 받기보다는 전체 복사 에너지에 의해 결정되는 쪽에 가까워 토양 수분 감소가 증발산량 감소를 가져오는 양의 되먹임(feedback)보다는 증발산량 증가가 토양 수분 감소를 가져오는 음의 되먹임이 더 강하게 나타난다(Seneviratne et al. 2010). 따라서 증발산량이 토양 수분의 영향을 크게 받지 않으며 PET가 AET에 가깝다는 가정을 수립하였다. 단, 본 연구의 결과를 다른 지역에 대해 적용할 경우 토지 피복과 식생 활력도 등을 고려하여 수분 스트레스를 반영하는 계수를 곱하여 AET를 추정하여야 한다(Seney et al. 2012).

잠재 증발산량을 추정하는 식에는 여러 가지가 있는데 이 중 대표적인 것이 유엔 FAO(Food and Agricultural Organization)의 보고서에서 권고하는 Penman-Monteith 방정식이다(Allen et al. 1998). 이 보고서에서는 또한 여러 변수의 관측 및 추정 값이 부재할 경우 Hargreaves 방정식(Hargreaves 1985)을 사용할 것을 권하고 있다. 이 밖에도 물 수지, 에너지 수지를 기반으로 하는 여러 방법이 존재하며 전통적으로 평균 온도를 사용한 Thornthwaite 방법도 많이 사용된다(Thornthwaite and Mather 1957).

각각의 PET 추정 방법에 따라 결과 값이 달라지므로 PET 추정 방법의 선정은 수문학적 가뭄 평가에 대한 불확실성의 한 원인이 된다. Kingston et al.(2009)는 기후변화 하에서 PET 추정이 가지는 불확실성에 대한 연구를 수행하였는데, 여러 GCM(Global Climate Model)과 여섯 개의 PET 추정 방법을 조합하여 분석한 결과 PET 추정 방법의 선정이 미래 수자원 전망에 대한 주요한 불확실성의 원인이 된다는 결론을 도출하였다.

지금까지는 Penman-Monteith 방법이 가장 확고한 물리적 기반을 가진 방법으로 알려져 있는데, 이는 많은 입력 변수를 필요로 하므로 이들의 추정이 또 다른 불확실성을 가져올 수 있다. 특히 관측 값이 부재한 지역에 대한 연구나 기후변화 조건에서의 수문학적 가뭄 전망을 위해 기후 모형 값을 이용하는 연구에서는 더욱 그러할 수 있다. 따라서 Penman-Monteith 방법과 가까운 결과 값을 생산하면서도 상대적으로 신뢰성 높은 최고 및 최저 온도를 사용하는 Hargreaves 방법 등이 유용하게 사용될 수 있다. 특히 Hargreaves 방법은 최고 온도와 최저 온도를 사용함으로써 습도 변수에 의한 효과를 반영한다(Kingston et al. 2009, Allen et al. 1998). 본 연구에서는 최고 온도와 최저 온도를 기반으로 Hargreaves 방법을 이용하여 PET를 추정하였다.

2.3.3 대기 온도의 추정

Hargreaves 방법을 이용하여 PET를 추정하려면 최고 및 최저 대기 온도를 알아야 한다. 지구에 대해 가용한 최고 및 최저 대기 온도로는 NCEP/NCAR(National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research), CRU 자료 등이 있으며 원격 탐사 기반으로는 Aqua 위성에 탑재된 AIRS(Atmospheric Infrared Sounder) 자료 등이 존재한다. 그러나 이들 자료의 경우 공간 해상도가 각각 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$, $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 로(Level3 자료의 경우) 상대적으로 낮아 지역 규모의 증발산량 추정 및 수문학적 가뭄 평가에 활용하기 어렵다.

고해상도 대기 온도를 추정하기 위해 지표면 온도 이외에 식생 지수, 태양 천정각, 고도 등의 여러 추가적인 변수가 사용되는데, 일반적으로 최저 온도는 야간 지표면 온도만으로도 비교적 잘 예측되는 것으로 알려져 있으나 최고 온도의 경우에는 구름, 풍속 등 다른 여러 변수의 영향을 많이 받으므로 주간 지표면 온도만으로는 쉽게 예측할 수 없다(Vancutsem et al., 2010).

여러 변수를 사용하여 대기 온도를 추정한 기존 연구의 성과를 살펴보면, Lin et al.(2012)은 고도 자료만을 이용하여 아프리카 지역에 대해 최고 및 최저 대기 온도를 MAE(Mean Absolute Error) = 1.9°C 의 정확도로 추정하였으며, Stisen et al.(2007)은 MSG(Meteosat Second Generation)에 탑재된 SEVIRI(Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager) 센서를 이용하여 서아프리카에서 RMSE(Root Mean Squared Error) = 2.55°C , Jang et al.(2004)은 AVHRR(Advanced Very High Resolution Radiometer) 자료, 고도, 태양천정각 등의 입력 변수를 Neural Network 방식을 통해 RMSE = 1.79°C , Prihodko and Goward(1997)는 식생지수와 지표면 온도와 대기 온도의 상관성을 이용하여 RMSE = 2.92°C , Yan et al.(2009)은 지표면 온도, 위도, 경도, 고도를 이용하여 RMSE = 3.23°C 의 정확도로 대기 온도를 추정하였다.

본 연구에서는 대기 온도 추정의 검증을 위해 관측 값이 부재한다고 가정하고 대기 온도를 추정하므로, 관측 값과의 상관성을 통한 보정이 없이도 추정한 값을 사용할 수 있도록 실제 온도 속성을 가진 변수만을 이용하였다. 즉, 제2장에서 설명한 MODIS 표준 자료



인 LST와 AP 자료를 관측 값과 비교해 보았다. MODIS 센서는 대기 온도 정보를 도출할 수 있는 파장대를 가지고 있지 않으나 TOVS와 중복되는 영역이 존재하므로 회귀 알고리즘을 통해 대기 연직 자료를 생산한다(Borbás et al. 2011, Mendez Jockic 2004). LST와 AP 자료와 ASOS 기상관측소 위치에서의 대기 온도를 비교한 뒤, 전구에 대해 가용한 CRU TS3.20 자료를 이용한 보정을 통해 대기 온도 추정이 개선될 수 있는지 살펴보았다.

3. 연구내용

3.1 원격 탐사를 통한 대기 온도 추정

3.1.1 월별 지표면 온도

구름 없는 날의 자료를 모아 만든 8일 시간 해상도의 LST 자료를 월별 자료로 전환하였다. 월별 자료로 전환 시 각 8일 자료의 메타데이터(metadata)를 통해 실제 사용된 날짜를 이용하여 환산할 수도 있으나, 이 경우 사용되지 않은 날이 몰려 있을 경우 해당 월의 어느 구간에 의도치 않은 가중 현상이 생길 수 있다. 따라서 8일 자료의 값이 그 구간의 대푯값이라고 가정하여 각 구간의 길이로 가중치를 주어 월별 자료로 전환하였다.

3.1.2 월별 대기 온도

AP 자료는 5분 단위로 생산되는데, 이 중 대상 지역을 지날 때의 자료를 획득하여 측정 시간과 20개 지위고도별 해당 높이 및 온도 자료를 얻었다. Mendez Jockic(2004)의 방식에 따라 1000hPa 및 620hPa의 높이 및 온도를 이용하여 선형 내삽(linear interpolation) 또는 외삽(extrapolation)을 통해 지상 2m에 해당하는 대기 온도를 구하였다. 선형 회귀(linear regression)를 이용한 분석도 따로 수행하였으나, 선형 내삽/외삽과 큰 차이를 보이지 않았다.

Aqua 위성이 대상 지역을 지나는 시각이 일몰 전인 자료를 평균하여 주간 온도를 구하고 일몰 후의 자료를 평균하여 야간 대기 온도를 구하였으며, 최종적으로 월별 평균 주간

온도, 야간 온도 및 각각의 측정 시각을 얻었다.

3.1.3 대기 온도 일변화 모형

Aqua 위성이 지나는 시각은 적도에서 대략 오전 1시 반과 오후 1시 반이다. 대상 지역도 비슷한 현지 시각에 지나게 되는데, 대기 온도가 최고에 이르는 시각이 태양 정오(solar noon) 보다 몇 시간 뒤이고 최저에 이르는 시각이 대략 해 뜨기 얼마 전(Parton and Logan 1981) 또는 얼마 후(Aguado and Burt 2007)라고 가정하면 위성 자료 습득 시각과의 차이가 존재하게 된다. 따라서 본 연구에서는 대기 온도의 일변화를 고려한 모형을 이용하여 최고 및 최저 온도에 이르는 시각에서의 대기 온도를 추정하였다.

ASOS 60곳의 시간별 대기 온도에서 최고 온도와 최저 온도 시각을 구하고, 천문학적 방정식을 이용하여 각 날짜별 일출(sun rise), 태양 정오, 일몰 시각(sun set)을 구하여 평균적인 최고, 최저 온도 시각을 대략적인 일출, 태양 정오 시각의 함수로 나타내었다.

$$t_{Tmin} = t_{Trise} - 1 \quad (\text{식 3.1.1})$$

$$t_{Tmax} = t_{Tnoon} + 2 \quad (\text{식 3.1.2})$$

대기 온도 일변화를 예측하기 위해 Parton and Logan(1981)은 주간 온도는 사인 함수(sinusoidal function)의 일부로, 야간 온도는 지수 함수(exponential function)로 가정하였으며 Lagouarde and Brunet(1993)은 주간에는 사인 함수의 일부, 야간에는 포물선 모양의 함수(parabola)로 가정하였다. 본 연구에서도 최저 온도 시각과 일몰 시각으로 하루를 나누어 Parton and Logan(1981)의 가정을 따라 지수 함수와 사인 함수로 구성된 대기 온도 일변화 모형을 사용하려 하였으나, 이 경우 최고 온도 시각과 최저 온도 시각의 차이가 일몰 시각과 최고 온도 시각의 차이보다 길어야 하는데, 실제 자료와 많은 경우 맞지 않는 문제가 발생한다(Figure 2).

따라서 대기 온도 일변화를 온도가 증가하는 구간과 온도가 감소하는 구간으로 나누어 각각 개별적인 주기와 폭을 가진 두 개의 사인 함수로 가정하였다(Figure 3). 이는 Parton



and Logan(1981)의 모형과 유사한 값을 가지면서도 최고 온도를 지나 대기 온도가 좀 더 완만히 감소하는 효과를 잘 나타낼 수 있다.

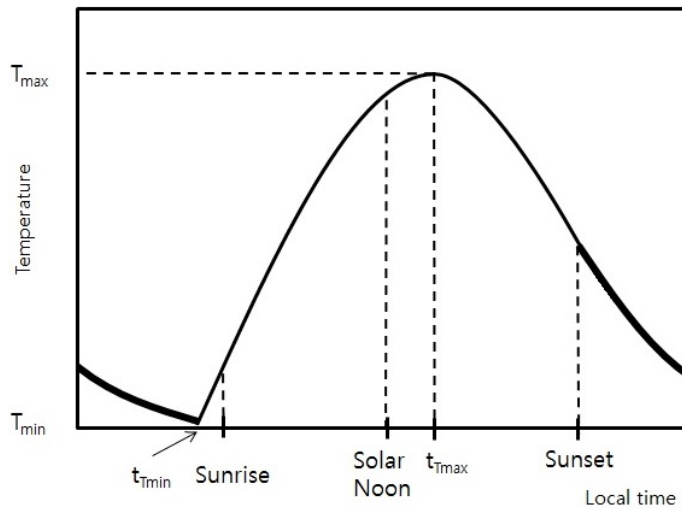


Figure 2 A diurnal temperature change model using sinusoidal (thin-line) and exponential (thick-line) functions for daytime and nighttime air temperature, respectively.

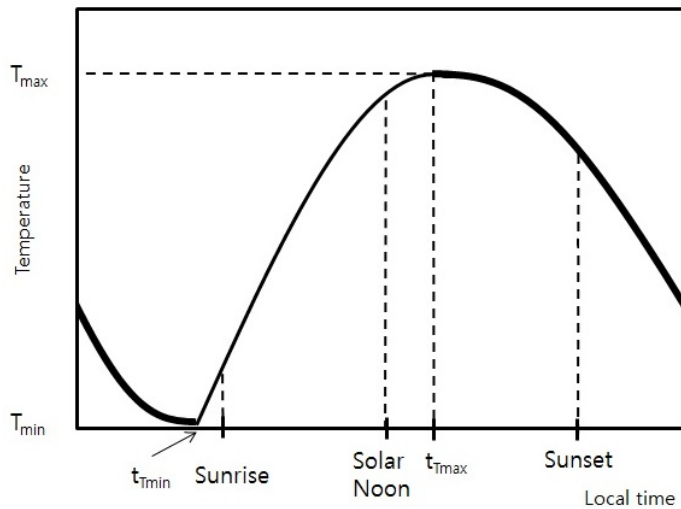


Figure 3 The proposed diurnal temperature change model using two sinusoidal functions for ascending (thin-line) and descending (thick-line) air temperature.

하루 중 시간에 따른 대기 온도 함수는 다음 수식과 같으며 이를 이용하여 월별로 평균한 원격 탐사 측정 시각에서의 주간 및 야간 대기 온도로부터 최고 및 최저 대기온도를 산정할 수 있다.

$$T = (T_{\max} - T_{\min}) \sin\left(\frac{\pi}{2} \frac{(t - t_{T_{\min}})}{(t_{T_{\max}} - t_{T_{\min}})}\right) + T_{\min}, \quad t_{T_{\min}} \leq t < t_{T_{\max}} \quad (\text{식 3.1.3})$$

$$T = -\left(\frac{T_{\max} - T_{\min}}{2}\right) \sin\left(\frac{\pi\left(t - \frac{t_{T_{\max}} + t_{T_{\min}} - 24}{2}\right)}{t_{T_{\min}} - t_{T_{\max}} + 24}\right) + \left(\frac{T_{\max} + T_{\min}}{2}\right), \quad 0 < t \leq t_{T_{\min}} \quad (\text{식 3.1.4})$$

$$T = -\left(\frac{T_{\max} - T_{\min}}{2}\right) \sin\left(\frac{\pi\left(t - \frac{t_{T_{\max}} + t_{T_{\min}} + 24}{2}\right)}{t_{T_{\min}} - t_{T_{\max}} + 24}\right) + \left(\frac{T_{\max} + T_{\min}}{2}\right), \quad t \geq t_{T_{\max}} \quad (\text{식 3.1.5})$$

3.1.4 CRU 자료를 이용한 보정

본 연구에서는 관측 값이 없는 지역에 대해 대기 온도를 추정할 수 있도록 온도 속성을 가지는 변수만을 이용하였으나, 존재하는 관측 값이나 CRU 자료로 검증하였을 때 대기 온도 값 차이가 큰 경우 활용할 수 있도록 전구에 대해 가용한 CRU TS3.20 자료를 이용하여 LST 및 AP 값을 보정하였다. 이를 위해 단순 선형 회귀를 사용하였으며 관측 값과 CRU 사이의 MAE 및 RMSE 값을 구하여 실제 관측 값과 CRU 사이의 값의 차이도 살펴보았다.

3.2 증발산량의 추정

앞서 추정된 월별 최고 및 최저 대기 온도 값을 이용하여 Hargreaves 방법으로 월별 잠재 증발산량을 산정하였다.

$$ET_o = 0.0023(T_{mean} + 17.8)(T_{max} - T_{min})^{0.5} R_a \quad (\text{식 3.2.1})$$

T_{max} , T_{min} , R_a 는 각각 월별 최고 온도, 최저 온도와 외기 복사량(extraterrestrial radiation, mm/day)으로 외기 복사량은 태양 적위(solar declination) 등의 값을 이용하여 계산할 수 있다. 위 식을 통해 계산한 ET_o 는 기준 작물 증발산량(reference crop evapotranspiration)으로 실제 토지 피복 상태를 반영하려면 작물의 특성을 나타내는 계수를 곱해주어야 한다. 본 연구에서 다루고 있는 세 구역의 대표적인 토지 피복은 삼림과 농경지로 논의 경우 생장 기간 동안의 작물 계수가 1.05~1.20이고 침엽수림의 경우는 1.0으로 가정할 수 있다(Allen et al. 1998). 본 연구에서는 토지피복에 의한 영향을 고려하지 않고 기준 증발산량을 그대로 이용하였다.

Hargreaves 방정식의 매개변수는 적용 지역의 기후 특성을 고려하여 지역화할 수 있는데 Vanderlinden et al.(2004)은 남부 스페인 지역에 대해, 문장원 외(2013)는 우리나라 지역에 대해 매개변수 지역화를 수행하였다. 특히 문장원 외(2013)는 우리나라 지역에 대한 기온과 매개변수의 관계식을 제공하여 대기 온도 자료에 기초하여 매개변수를 얻을 수 있도록 하였다.

$$ET_o = \left(0.0006 \frac{T_{avg}}{(T_{max} - T_{min})} + 0.001 \right) (T_{mean} + 17.8)(T_{max} - T_{min})^{0.58} R_a \quad (\text{식 3.2.2})$$

본 연구에서는 우리나라를 대상지역으로 설정하였으나 관측 자료가 없어 매개변수 지역화를 수행할 수 없는 지역의 가뭄 평가가 내재할 수 있는 불확실성도 포함하여 결과를 살펴보고자 한다. 매개변수와 대기 온도의 관계식도 지역 및 기후에 따라 달라질 수 있으므로 우리나라의 기후 특성에 맞춰 지역화된 매개변수를 사용하지 않고 기존 공식의 매개변수를 그대로 이용하였다.

3.3 유역별 자료 선정

강수량과 증발산량의 차와 수문학적 가뭄의 지표로 쓰이는 유량과의 상관성을 분석하기 위하여 대상 지역으로 선정한 만경강 유역, 동진강 유역, 남한강 상류 유역에 대하여 앞 절까지의 방법론을 적용하였다. 대상 유역을 5km×5km 격자로 나누어 각각 LST, AP로부터 월별 대기 온도를 추정하고 이로부터 월별 증발산량을 계산하였다. 또한 TRMM 3B43 자료로부터 월별 강수량을 도출하였으며 P-PET 값을 1개월, 3개월, 6개월, 12개월 시간 척도로 누적시켜 각 계절별로 백분위수를 구하였다.

백분위수를 구하거나 분석을 수행할 때 자료를 독립적으로 사용할 수 있도록 3개월, 6개월, 12개월 시간 척도의 경우에는 각 계절에 대해 계절이 끝나는 2월, 5월, 8월, 11월의 자료만을 사용하였다. 예를 들어, 3개월 시간척도의 여름철 P-PET의 백분위를 구하기 위해 6, 7, 8월의 값을 모두 사용한다면 P-PET가 3개월 누적된 값이므로 6월 값에는 4, 5, 6월 자료의 누적 값이, 7월 값에는 5, 6, 7월 자료의 누적 값이, 8월의 값에는 6, 7, 8월 자료의 누적 값이 들어가 자료의 중복 사용이 발생한다. 따라서 이 경우 8월의 값만을 사용하여 중복을 방지하였다. 해당하는 모든 월 자료를 사용하는 경우를 분석하여 비교하였으나, 큰 차이를 보이지 않았다.

각 유역별로 해당 격자를 교차시켜 유역에 해당하는 면적의 P-PET 값을 면적 기중치로 합산하였으며, 유량에 대해서는 각 대상 유역의 출구 지점에서의 월별 자료를 사용하였다. 이들의 상관성을 분석하기 위해 회귀 분석을 통해 상관계수 및 MAE, RMSE 값을 계산하였다.

4. 결과 및 토의

4.1 원격 탐사를 통한 대기 온도의 추정

원격 탐사 자료에서 도출한 온도 값(LST, AP)과 AP 값을 대기 온도 일변화 모형을 통해 이동시킨 값(AP_shift), 그리고 CRU를 통해 보정한 값을 ASOS 60개 기상관측소



관측 값을 이용하여 검증하였다. ASOS 관측 값은 이들 자료의 보정에는 일체 사용되지 않았으며 검증에만 이용되었다. 단순 선형 회귀를 통해 결정계수(R^2) 값을 구하였으며 (Table 2) MAE, RMSE 값을 계산하였다(Table 3, Table 4).

4.1.1 결정계수 및 오차 분석

결정계수 값을 통해 추정 값의 변동 경향이 관측 값과 어느 정도 일치하는지 살펴볼 수 있다. 계절별로 볼 때 여름철을 제외하고는 LST가 AP 및 AP_shift 보다 기상관측소 관측 값과 잘 맞음을 알 수 있었다. 봄철과 가을철의 LST, AP 값들이 관측 값과 상당히 일치하는 것에 비해(보정하지 않은 LST의 경우 봄철, 가을철에 최고 온도 분산의 94%, 96%를 설명하며 최저 온도 분산의 96%, 95%를 설명) 겨울철과 여름철은 상대적으로 그렇지 못했는데, 특히 LST는 여름철 최고 온도의 분산을 13% 밖에 설명하지 못하였다(Table 2). AP는 같은 경우 평균 42% 설명력을 보였다(Table 2).

각 대기 온도 추정 방법 별로 MAE와 RMSE 값도 계산하였다. 이 값들은 CRU 자료로 보정하거나 하지 않은 경우 얻어진 대기 온도 값과 ASOS 기상관측소에서의 실제 관측 값과의 평균적인 차이로, 결정계수로 볼 수 있는 변동 경향보다는 대기 온도 값과의 절대적인 차이를 나타낸다. CRU 자료로 보정하거나 하지 않은 경우 모두 여름철 최고 온도를 제외하고는 LST가 가장 MAE 및 RMSE 값이 작거나 AP와 비슷했다(Table 3, Table 4). 결정계수로 보았을 때도 여름철 LST의 설명력은 상당히 낮았으므로 여름철을 제외한 계절에는 LST의 온도 값을 대기 온도 대신에 사용하고 여름철에는 AP에서 추정된 값을 사용하는 것이 바람직하다.

종합적으로 보면 최고 온도 추정을 위해서는 여름철에는 CRU로 보정한 AP, 다른 계절에는 CRU로 보정한 LST가 가장 MAE 및 RMSE가 낮았으며, 최저 온도에 대해서는 여름철에는 CRU로 보정한 AP, 다른 계절에는 CRU로 보정하지 않은 LST가 가장 낮은 MAE 및 RMSE 값을 보였다.

기존의 대기 온도 추정 연구 결과와 비교했을 때 지역별 차이가 있어 직접적인 비교는 바람직하지 않으나 Jang et al.(2004)이 Neural Network를 사용하여 얻은 결과를 제외하

고는 본 연구에서 CRU로 보정하지 않은 경우에도 MAE, RMSE 값이 더 낮았다. Neural Network 등의 방법은 관측 값에 기초한 훈련 자료를 필요로 하므로 본 연구에서 목적으로 하는 관측 값이 부재한 지역의 대기 온도 추정에는 사용할 수 없다.

Table 2 Station-averaged coefficient of determination (R^2) values (unitless).

Variable	Season	Corrected			Uncorrected		
		AP	AP_shift	LST	AP	AP_shift	LST
Maximum Temperature	ALL	0.95	0.95	0.94	0.95	0.95	0.94
	MAM	0.89	0.88	0.94	0.89	0.88	0.94
	JJA	0.42	0.44	0.13	0.42	0.44	0.13
	SON	0.92	0.92	0.96	0.92	0.92	0.96
	DJF	0.62	0.58	0.71	0.62	0.58	0.71
Minimum Temperature	ALL	0.94	0.94	0.97	0.94	0.94	0.97
	MAM	0.88	0.88	0.96	0.88	0.88	0.96
	JJA	0.77	0.76	0.75	0.77	0.76	0.75
	SON	0.92	0.91	0.95	0.92	0.91	0.95
	DJF	0.34	0.29	0.48	0.34	0.29	0.48

Table 3 Station-averaged MAE values (unit: °C/month).

Variable	Season	Corrected			Uncorrected		
		AP	AP_shift	LST	AP	AP_shift	LST
Maximum Temperature	ALL	2.14	2.13	2.25	3.61	3.63	2.92
	MAM	2.04	2.05	1.85	4.72	4.64	4.58
	JJA	1.81	1.80	1.94	3.14	3.15	3.38
	SON	1.92	1.92	1.73	3.85	3.82	1.94
	DJF	1.92	1.90	1.86	2.76	2.74	1.88
Minimum Temperature	ALL	2.33	2.38	1.95	2.34	2.17	1.44
	MAM	1.91	1.92	1.64	1.44	1.47	1.18
	JJA	1.46	1.47	1.47	2.10	2.03	1.48
	SON	2.10	2.15	1.89	2.26	1.98	1.27
	DJF	2.19	2.22	2.17	3.94	3.55	1.89

**Table 4** Station-averaged RMSE values (unit: °C/month).

Variable	Season	Corrected			Uncorrected		
		AP	AP_shift	LST	AP	AP_shift	LST
Maximum Temperature	ALL	2.59	2.58	2.72	4.05	4.06	3.51
	MAM	2.38	2.40	2.13	5.02	4.95	4.79
	JJA	2.07	2.06	2.28	3.61	3.62	3.90
	SON	2.24	2.25	1.98	4.16	4.13	2.24
	DJF	2.22	2.19	2.11	3.08	3.07	2.22
Minimum Temperature	ALL	2.81	2.89	2.36	2.91	2.75	1.87
	MAM	2.25	2.26	1.87	1.82	1.83	1.42
	JJA	1.71	1.72	1.72	2.51	2.44	1.81
	SON	2.49	2.56	2.22	2.63	2.40	1.58
	DJF	2.51	2.55	2.47	4.35	4.03	2.36

4.1.2 대기 온도 일변화 모형을 이용한 이동의 효과

대기 온도 일변화 모형을 이용한 이동은 결정계수의 경우 여름철 최고 온도의 경우에만 약간의 증가를 보였을 뿐 다른 계절에서는 같거나 오히려 감소하였고(Table 2), MAE와 RMSE의 경우 CRU 자료로 보정한 경우에는 이동시킨 경우 살짝 감소하거나 오히려 증가하였다(Table 3, Table 4). 단, CRU 자료로 보정하지 않은 경우에는 약간의 차이가 있었는데 특히 최저 온도의 경우 가을철과 겨울철에 AP_shift가 AP보다 작은 MAE, RMSE 값을 보였다(Table 3, Table 4). 최고 온도의 경우 Aqua 위성이 주간을 지나는 시각이 최고 온도에 이르는 시각과 가까워 큰 효과가 없으나, 야간에 지나는 시각과 최저 온도에 이르는 새벽의 시각과는 어느 정도의 차이가 있어 대기 온도 일변화 모형을 이용하여 이동시킬 경우 오차가 약간 줄어드는 개선 효과가 있었다(Figure 4). 그러나 이러한 효과는 CRU 자료를 이용하여 보정하는 경우에는 사라지게 된다.

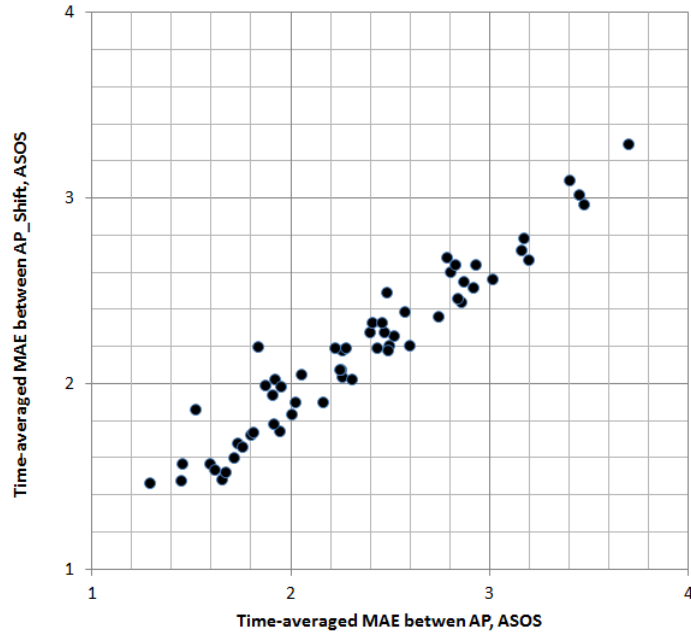


Figure 4 Scatter-plot comparing time-averaged MAE values for minimum air temperature during all season (unit: °C/month): each point represents ASOS weather station.

4.1.3 토지 피복 및 고도의 영향

토지 피복 및 고도의 영향을 살펴보기 위해 토지 피복 또는 고도별 분류 간에 최고 및 최저 온도 추정 값에 대한 오차의 차이가 없다는 귀무가설에 대해 분산분석(Analysis of Variance, ANOVA)을 수행하였다.

토지 피복의 경우 피복별 차이를 보기 쉽도록 ASOS 기상관측소 위치별 토지 피복을 삼림(Forest; Evergreen Needleleaf forest, Mixed forest)에 해당하는 17개 기상관측소, 농경지(Cropland; Grasslands, Croplands, Cropland/Natural vegetation mosaic)에 해당하는 25개 기상관측소, 도시(Urban; Urban and built-up)에 해당하는 15개 기상관측소의 세 분류로 나누었으며, 물(Water; 1개), 습지(Permanent wetlands; 1개), 관목지(Open shrublands; 1개)는 분산분석에 포함시키지 않았다.



최고 온도 추정에 있어 토지 피복별 차이에 대한 분산분석 결과 CRU 자료를 이용하여 보정하지 않은 경우 AP는 여름철, 가을철에, LST는 봄철, 여름철, 가을철에 5% 유의수준에서 귀무가설을 기각할 수 있었으며 최저 온도에 대해서는 AP만이 여름철, 가을철, 겨울철에 귀무가설을 기각하여 토지 피복별 차이가 존재함을 보였다(Table 5). CRU 자료를 이용하여 보정한 경우 이러한 토지 피복별 차이가 거의 사라졌는데 단 최저 온도 추정에 있어 여름철에만 차이가 나타났다(Table 5).

최고 온도 추정 시 토지 피복별 CRU로 보정되지 않은 여름철 LST의 MAE 값을 보니 도시 지역에서의 MAE가 현저히 높은 것을 볼 수 있었는데(Figure 5), AP의 경우는 반대로 도시 지역에서의 MAE가 다른 토지 피복에 비하여 낮았다(Figure 6). 최저 온도 추정 시 CRU로 보정되지 않은 겨울철 AP의 MAE 값의 경우도 최고 온도 추정 시와 마찬가지로 도시 지역에서의 MAE가 낮았다(Figure 7). 이는 LST의 경우 도시 지역의 불투수층 면적이 높아 지표면 온도와 대기 온도의 차가 특히 크게 나타나기 때문이며, AP의 경우 도시 지역의 열섬 현상으로 인해 대기 온도가 주변보다 증가하게 되는데, 상층 온도에서 2m 온도를 내삽 또는 외삽 하는 경우 이러한 효과를 잘 반영하기 때문으로 보인다.

최저 온도 추정 시 봄철 LST 및 AP는 CRU를 이용하여 보정할 경우 MAE 값이 전체적으로 증가하였는데(Table 3, Table 4), 특히 삼림과 도시 지역의 오차 값이 크게 증가하여 보정 전에는 나타나지 않던 토지 피복의 차이가 보정 후에 드러나게 되었다(그림 미삽입).

Table 5 Test statistics for one-way ANOVA testing differences between land cover types.

Variable	Season	Corrected		Uncorrected	
		AP	LST	AP	LST
Maximum Temperature	ALL	0.14	0.16	0.03	< .0001
	MAM	0.06	0.14	0.06	0.0001
	JJA	0.16	0.34	0.0033	< .0001
	SON	0.10	0.12	0.02	< .0001
	DJF	0.50	0.39	0.13	0.06
Minimum Temperature	ALL	0.34	0.16	< .0001	0.68
	MAM	0.05	0.04	0.09	0.37
	JJA	0.09	0.23	0.0005	0.62
	SON	0.43	0.19	0.0013	0.91
	DJF	0.21	0.36	< .0001	0.12

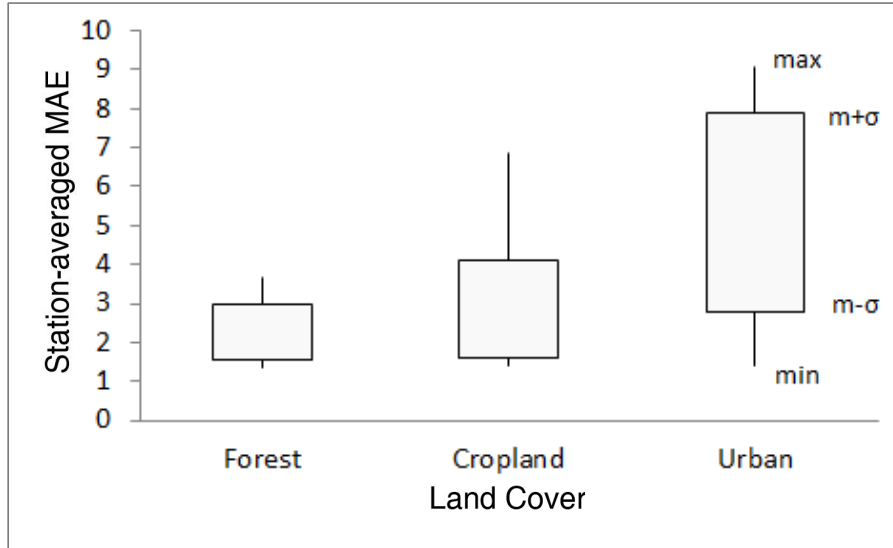


Figure 5 Station-averaged MAE between uncorrected daytime LST and ASOS maximum air temperature during JJA for each land cover type group.

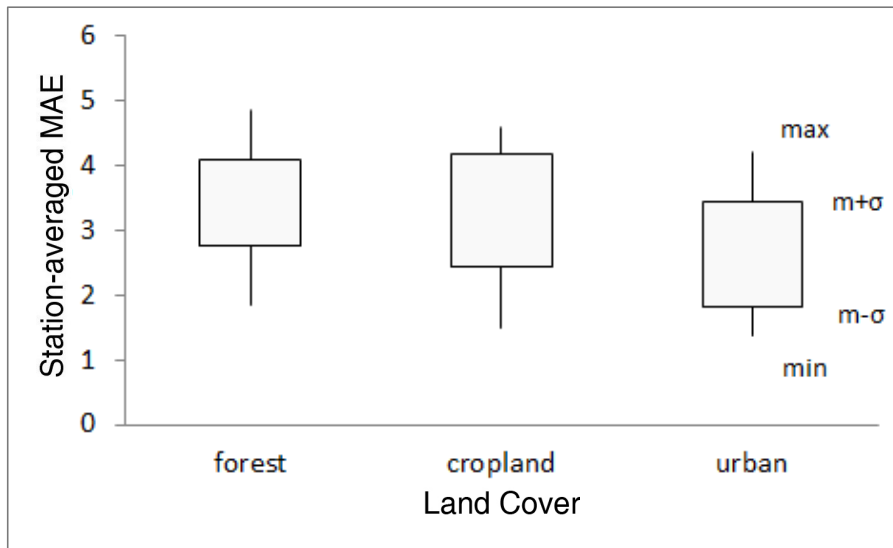


Figure 6 Station-averaged MAE between uncorrected daytime AP and ASOS maximum air temperature during JJA for each land cover type group.

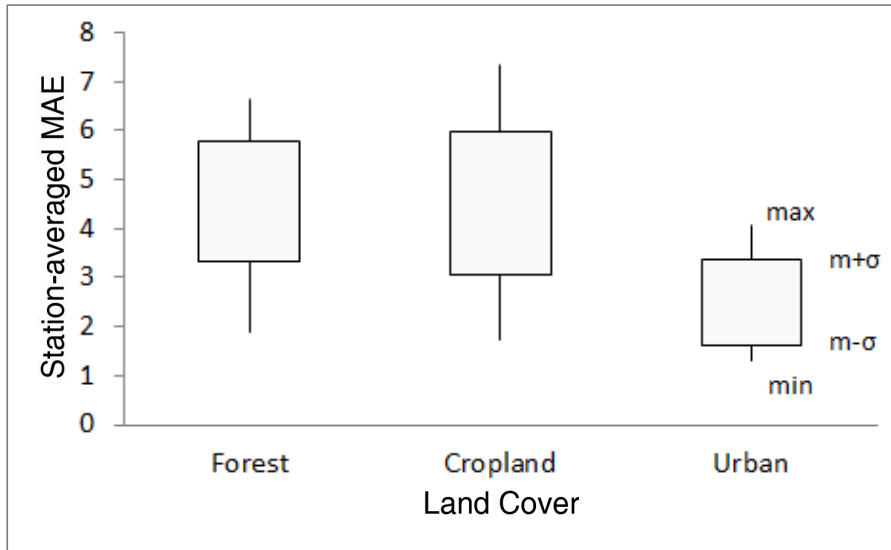


Figure 7 Station-averaged MAE between uncorrected nighttime AP and ASOS minimum air temperature during DJF for each land cover type group.

고도의 영향을 보기 위해 60개 기상관측소 온도 측정 고도를 사분위로 나누어 각 15개 기상관측소씩 CL1(최솟값=2.3m~q1=33.85m), CL2(q1~q2=53.25m), CL3(q2~q3=98.94m), CL4(q3~최댓값=772.6m)로 분류하였다.

고도 분류별 차이는 CRU 자료로 보정하지 않은 경우에만 나타났는데, 최고 온도 추정 에 있어 CRU 자료로 보정하지 않은 봄철, 여름철 LST 및 최저 온도 추정 시 CRU 자료로 보정하지 않은 여름철, 가을철, 겨울철 AP의 경우 5% 유의 수준에서 귀무가설을 기각할 수 있었다(Table 6). CRU 자료로 보정하였을 때에는 고도 분류별 차가 모두 사라졌다. 귀무가설을 기각하여 고도 분류별 차이를 나타낸 경우에 대하여 분류별로 MAE 평균과 표준편차 값을 살펴보았으나, 고도에 따라 MAE 값이 증가한다거나 감소하는 추세를 나타 내지는 않았다(Figure 8, Figure 9).

Table 6 Test statistics for one-way ANOVA testing differences between elevation classes.

Variable	Season	Corrected		Uncorrected	
		AP	LST	AP	LST
Maximum Temperature	ALL	0.34	0.34	0.06	0.03
	MAM	0.12	0.15	0.06	0.03
	JJA	0.44	0.71	0.13	0.04
	SON	0.32	0.42	0.07	0.10
	DJF	0.84	0.81	0.12	0.36
Minimum Temperature	ALL	0.91	0.83	0.03	0.26
	MAM	0.85	0.75	0.42	0.35
	JJA	0.74	0.67	0.0006	0.10
	SON	0.53	0.45	0.05	0.47
	DJF	0.83	0.74	0.04	0.28

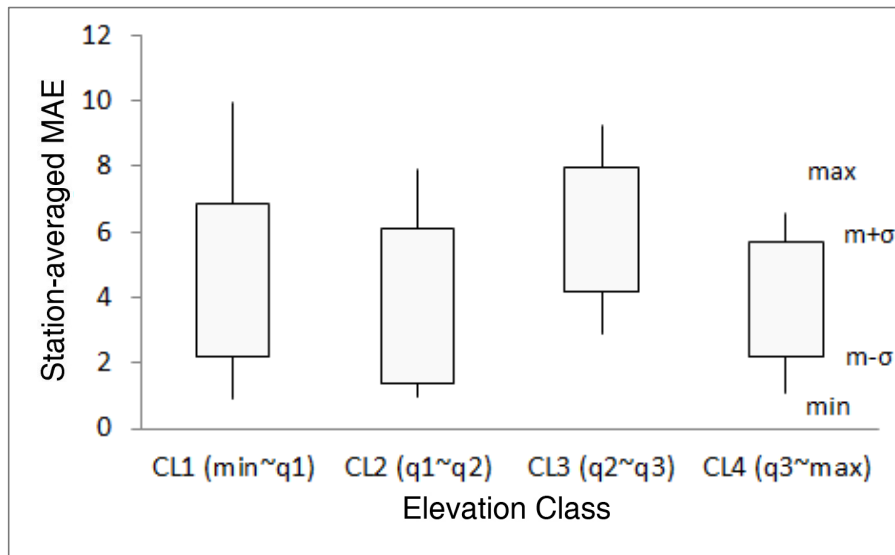


Figure 8 Station-averaged MAE between uncorrected daytime LST and ASOS maximum air temperature during MAM for each elevation class.

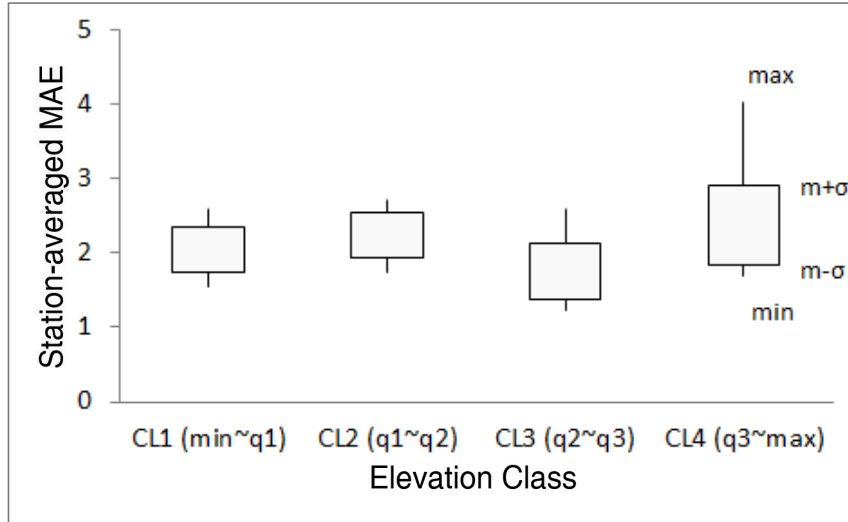


Figure 9 Station-averaged MAE between uncorrected nighttime AP and ASOS minimum air temperature during JJA for each elevation class.

4.1.4 CRU 자료를 통한 보정의 효과

결정계수의 경우 앞서 설명한 바와 같이 CRU 자료를 이용하여 보정했을 때 큰 차이가 없었다(Table 2). 그러나 MAE와 RMSE의 경우에는 최고 온도 추정 시의 경우 보정을 통해 오차 값이 상당히 감소($\Delta\text{MAE}=-0.01\sim-2.73$, $\Delta\text{RMSE}=-0.11\sim-2.66$)하였다(Table 3, Table 4). 최저 온도 추정 시의 경우에도 AP는 여름철, 가을철, 겨울철의 경우 MAE 및 RMSE 값이 감소하였으며($\Delta\text{MAE}=-0.16\sim-1.75$, $\Delta\text{RMSE}=-0.14\sim-1.84$), LST도 여름철 오차 값이 감소하였다($\Delta\text{MAE}=-0.01$, $\Delta\text{RMSE}=-0.09$, Table 3, Table 4).

CRU 자료를 이용한 보정을 통해 전반적인 오차는 낮아졌으나, 이 경우 실제 ASOS 관측 값과 CRU 자료 값과의 차이가 새로운 오차를 제공한다. 보정 후 각 기상관측소의 MAE, RMSE 값을 살펴보면 상대적으로 큰 오차 값을 가지는 지점이 있는데, 이들이 ASOS와 CRU 차이가 큰 지점들이다. CRU 자료를 이용하여 보정한 AP와 관측 값 사이의 오차 값과 ASOS와 CRU 사이의 오차 값의 산포도를 그려보면 AP의 오차가 큰 지점이 ASOS와 CRU 사이에 큰 차이를 가짐을 알 수 있다(Figure 10, Figure 11).

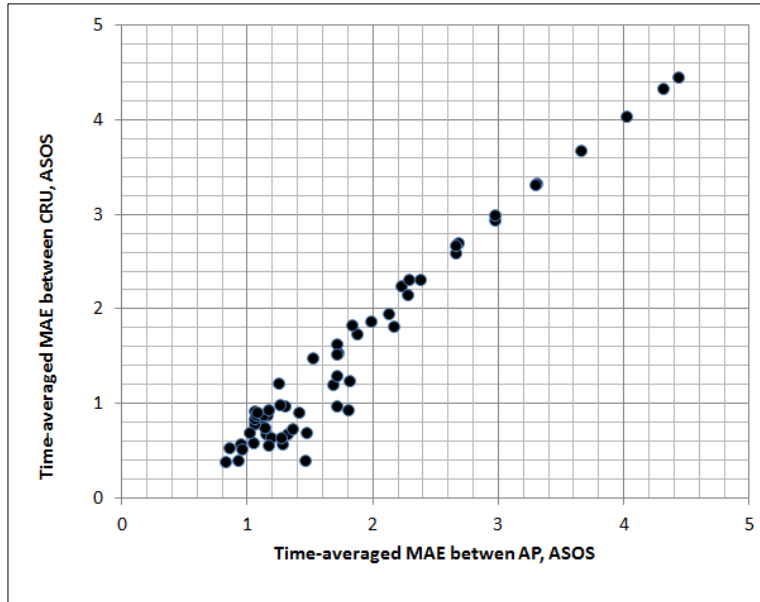


Figure 10 Scatter-plot comparing time-averaged MAE values for maximum air temperature during JJA(unit: °C/month); each point represents ASOS weather station.

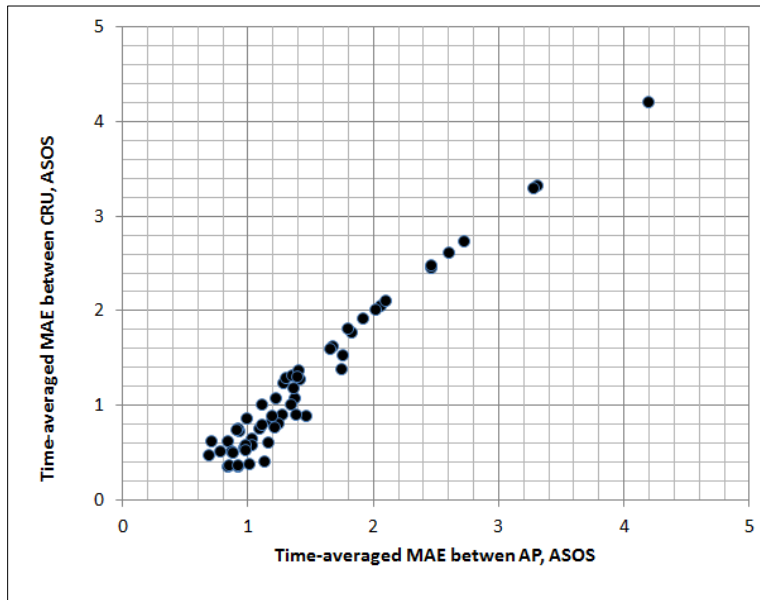


Figure 11 Scatter-plot comparing time-averaged MAE values for minimum air temperature during JJA(unit: °C/month); each point represents ASOS weather station.



4.2 증발산량의 추정

연구 대상 지역에 대한 지금까지의 분석으로 최고 온도에 대해서는 여름철에는 CRU로 보정한 AP, 다른 계절에는 CRU로 보정한 LST, 그리고 최저 온도에 대해서는 여름철에는 CRU로 보정한 AP, 다른 계절에는 보정하지 않은 LST를 대기 온도 추정 값으로 이용하도록 결정하였다. 추정된 최고 및 최저 온도에서 Hargreaves 방법을 이용하여 구한 월별 증발산량을 ASOS 기상관측소 위치에서 관측 값을 이용하여 Penman-Monteith 방법을 통해 구한 증발산량 값(Kim, 2012)을 기준으로 삼아 MOD16의 PET와 비교하여 결정계수 및 오차 값을 살펴보았다(Table 7).

결정계수의 경우 MOD16이 Hargreaves보다 기준 값에 가까웠다. 이는 MOD16이 기준 값과 같은 Penman-Monteith 방식을 이용했기 때문일 수 있다. 수문학적 가뭄에 중요한 봄철과 겨울철의 결정계수는 비슷한 수준이나 가을철은 Hargreaves의 결정계수가 약간 작았다. 특히 여름철의 경우 Hargreaves 방법은 증발산량의 분산을 6% 밖에 설명하지 못하였으나 강수가 집중되는 계절이므로 가뭄 평가에 대한 영향은 크지 않을 것으로 보인다(Table 7). 오차 값에 있어서는 Hargreaves가 MOD16에 비해 훨씬 작은 MAE, RMSE 값을 보였다(Table 7).

4.3 P-PET와 유량과의 상관성 분석

원격 탐사 자료의 기간이 2002년 7월에서 2013년 6월까지 대략 11년 정도로 짧은데다 자료의 독립성을 위해 3개월 이상의 시간 척도에서는 2, 5, 8, 11월의 자료만을 사용하였으므로 전체적으로 상관성 분석을 위한 표본의 크기가 작다. 따라서 상관성 분석을 위해 모수 Pearson 상관분석과 Kendall's tau를 이용한 비모수 상관분석을 함께 수행하였다.

Table 7 Comparisons of coefficient of determination (R^2), MAE, and RMSE values.

Season	R^2 (unitless)		MAE (mm/month)		RMSE (mm/month)	
	Hargreaves	MOD16	Hargreaves	MOD16	Hargreaves	MOD16
ALL	0.90	0.94	16.81	44.20	21.93	48.54
MAM	0.89	0.90	25.66	46.98	28.20	48.48
JJA	0.06	0.32	24.76	65.34	29.10	67.08
SON	0.83	0.90	11.12	41.59	13.58	43.68
DJF	0.57	0.56	6.44	22.91	7.54	23.83

각 유역에 대해 Pearson 상관계수에 대하여 P-PET가 유량과의 상관성이 크고(<-0.5 또는 >0.5) 검정통계값(test statistics)이 5% 수준에서 유의한(p -value < 0.05) 경우만을 도출하였다(Table 8, Table 9, Table 10).

Pearson 상관계수로 분석했을 때 만경강 유역에 대해서는 여름철 1개월 P-PET 및 봄철, 여름철, 가을철의 3개월 P-PET 백분위가 유량의 백분위와 높은 상관관계를 보였다. 이 중 여름철 1, 3개월 강수량과 가을철 3개월 강수량, 가을철 3개월 증발산량 백분위가 유량 백분위와 높은 상관관계를 나타냈다. 3개월 시간 척도의 가을철은 강수량, 증발산량, P-PET의 백분위가 모두 통계적으로 유의하게 유량의 백분위와 높은 상관관계를 가졌다. 비모수 Kendall's tau 도 이 경우 통계적으로도 유의하며 비교적 높은 값을 나타냈다(Table 8). 우리나라의 경우 강수량이 여름철에 집중되는 경향이 있어 P-PET의 경우 강수의 영향을 많이 받는데, 3개월 시간 척도의 봄철의 경우를 보면 강수량과 증발산량 각각은 유량과 큰 상관관계를 가지지 않았으나 P-PET의 백분위는 유량의 백분위와 높은 상관관계를 보였다. 그러나 Kendall's tau는 통계적으로 유의하지 못한 값을 보였다(Table 8).

동진강 유역의 경우 P-PET와 강수량은 1개월 시간 척도의 여름철 백분위가 유량과 높은 상관관계를 보였으며 이 경우 증발산량 백분위는 유량과 높은 상관관계를 보이지 않았다(Table 9). P-PET가 강수가 집중된 여름철의 경우에만 유의한 상관관계를 보이는 이유는 동진강 유역에 대한 분석이 가장 상류의 상대적으로 면적이 작은 두 표준유역에 대해서만 이루어졌기 때문으로 보인다. 동진강 유역에 대해 사용한 신태인 수위관측소에는 결측 자료가 많아 시계열의 경향을 연속적으로 보기 어려웠다.



남한강 상류 유역을 보면 P-PET와 강수량은 1개월 시간 척도의 여름철 및 가을철 백분위가 유량 백분위와 높은 상관관계를 보였는데, 이 중 증발산량은 1개월 시간 척도의 가을철 값만 유량과 밀접한 연관이 있었다. 즉, 1개월 시간 척도의 가을철 값은 강수량, 증발산량, P-PET 모두에서 통계적으로 유의하게 유량 백분위와 상관관계가 높았다. Kendall's tau 값은 P-PET, 강수량에서는 통계적으로 유의하며 상대적으로 높았으나 증발산량에 대해서는 통계적 유의성은 있었으나 그다지 크지는 않았다(Table 10). 가을철 1개월 증발산량 백분위의 경우 유량 백분위와 양의 상관관계를 가지는데, 이는 증발산량의 증가는 유량의 감소를 가져오지만 강수가 많이 내린 경우 유량의 증가와 더불어 가용한 수분의 양이 증가하여 증발산량 또한 증가하기 때문인 것으로 보인다. 동진강 유역에서도 많은 경우 증발산량이 유량과 양의 상관관계를 보인다(자료 미삽입). 이는 강수량이 풍부한 경우 나타나는 현상으로 수문학적 가뭄을 평가하기 위해서는 증발산량을 독립적으로 보는 것 보다는 P-PET를 살펴보는 것이 바람직하다.

동진강 유역에서 여름철이 아닌 다른 계절에 대해서는 통계적으로 유의한 P-PET와 유량 백분위의 상관관계를 찾지 못하였으나, 만경강 유역과 남한강 상류 유역에 대해서는 기존 연구인 Vicente-Serrano et al.(2012)가 SSI와 가뭄 지수들 간에 도출한 상관계수보다 높은 상관관계 값을 얻을 수 있었다.

Table 8 Statistically significant variables highly correlated with streamflow in Mankyung-gang watershed basin.

Variable	Time Scale (months)	Season	Sample Size	Pearson' r (p-value)	Kendall's tau (p-value)
P-PET	1	JJA	32	0.88 (< .0001)	0.69 (< .0001)
P-PET	3	MAM	9	0.67 (0.05)	0.39 (0.14)
P-PET	3	JJA	10	0.7 (0.03)	0.51 (0.04)
P-PET	3	SON	11	0.69 (0.02)	0.49 (0.04)
P	1	JJA	32	0.89 (< .0001)	0.7 (< .0001)
P	3	JJA	10	0.7 (0.03)	0.51 (0.04)
P	3	SON	11	0.62 (0.04)	0.45 (0.05)
PET	3	SON	11	-0.78 (0.005)	-0.49 (0.04)

Table 9 Statistically significant variables highly correlated to streamflow in Dongjin-gang watershed basin.

Variable	Time Scale (months)	Season	Sample Size	Pearson' r (p-value)	Kendall's tau (p-value)
P-PET	1	JJA	16	0.87 (< .0001)	0.65 (0.0004)
P	1	JJA	16	0.85 (< .0001)	0.68 (0.0002)

Table 10 Statistically significant variables highly correlated to streamflow in Upper Namhan-gang watershed basin.

Variable	Time Scale (months)	Season	Sample Size	Pearson' r (p-value)	Kendall's tau (p-value)
P-PET	1	JJA	26	0.89 (< .0001)	0.71 (< .0001)
P-PET	1	SON	27	0.63 (< .0001)	0.47 (0.0006)
P	1	JJA	26	0.91 (< .0001)	0.75 (< .0001)
P	1	SON	27	0.64 (0.0003)	0.49 (0.0004)
PET	1	SON	27	0.51 (0.006)	0.38 (0.005)

4.4 수문학적 가뭄 평가

우리나라의 과거 가뭄 피해 발생 기록을 보면 1976년~1977년 가뭄의 경우 1976년 9월부터 다음해 2월까지의 강수량이 매우 적어 가뭄 피해가 발생했으며, 1981년~1982년 가뭄의 경우 10월부터 이듬해 6월까지의 적은 강수량으로 가뭄이 발생했다. 또한 1987년~1988년의 가뭄도 9월부터 다음해 2월까지 적은 강수량으로 인해 가뭄이 발생했으며 1993년~1995년의 가뭄도 9월부터 이듬해 4월까지 강수가 매우 적게 내려 장기간의 가뭄이 발생한 경우이다. 2000년~2001년 가뭄도 마찬가지로 9월에서 다음해 5월까지 강수량이 적었으며 2008년~2009년 가뭄도 9월부터 이듬해 3월까지 비가 적게 내려 극한 가뭄으로 이어졌다(심기오 2009). 이들 가뭄의 경우 관측 값이 존재하는 강수량으로 가뭄의 발생을 분석하였으나, 가뭄 상태에 증발산량도 상당한 영향을 미쳤을 것으로 보인다.

앞 절의 상관 분석 결과를 살펴보면 여름철의 경우는 강수량이 집중되므로 강수량이 유량을 결정짓는 주요 변수가 되며 홍수기를 이루므로 수문학적 가뭄 평가에는 큰 의미가 없다. 강수량이 적은 다른 계절의 경우 증발산량의 영향이 커져 강수량과 함께 유량에 영향을 미치게 된다. 앞으로는 기후변화의 영향으로 온도가 증가하여 증발산량 또한 증가할 것이므로 수문학적 가뭄에 대한 증발산량의 영향이 더 커질 것으로 보인다. 농업용수의

수요가 급증하는 봄철 수자원 보유량은 수문학적 가뭄의 척도가 될 수 있는데, 과거 가뭄 발생 양상으로 보았을 때 홍수기가 지나간 뒤 9월 이후 가을철부터의 적은 강수량이 다음해 봄철까지 지속되어 극한 가뭄으로 연결되는 경우가 많으므로 가을부터 이듬해 봄까지의 수문학적 상태가 매우 중요함을 알 수 있다. 이러한 점을 고려할 때 만경강 유역에서 유량의 백분위가 통계적으로 유의하게 높은 상관관계를 보인 봄철 및 가을철 3개월 P-PET(Figure 12, Figure 13, Figure 14)와 남한강 상류 유역의 가을철 1개월 P-PET(Figure 15, Figure 16) 등은 대상 지역의 수문학적 가뭄 평가에 특히 유용할 것으로 판단된다.

봄철 및 가을철 3개월 P-PET의 시간 변화를 보기 위해 각각 5월과 11월에 3개월 P-PET 및 유량의 백분위를 살펴보았다(Figure 12, Figure 13). 봄철의 경우 유량 백분위는 2009년 가장 낮은 값을 보였으며 2011년 가장 큰 값을 나타낸 반면, 3개월 P-PET의 경우 2003년이 가장 높고 2008년 가장 낮은 값을 보였다(Figure 12). 2008년~2009년 극한 가뭄 당시 환경부가 만경강 유역이 속해 있는 전라북도 지역에 대해서 관정 추가 개발 및 인근지역 상수도과 비상 관로의 연계 구축을 하는 등(심기오 2009) 해당 지역에도 심한 가뭄이 있었음을 알 수 있는데 이러한 가뭄의 시작 상황에 2008년 P-PET 백분위에 드러나며 2009년 가뭄의 심화된 상황이 유량 백분위 시계열 자료에 드러나 있다. 그러나 Kendall's tau 값이 통계적으로 유의하지 못한 점에서 나타나듯 많은 구간에서 3개월 P-PET 백분위와 불일치하는 경향을 보인다. 그럼에도 불구하고 2012년 전국적으로 발생한 봄철 가뭄은 5월에는 시작 단계라서 그다지 심하지는 않으나 두 변수 모두에서 나타남을 볼 수 있다(Figure 12).

가을철의 경우 봄철 보다는 3개월 P-PET 및 유량 백분위의 연간 변화가 많이 유사하다(Figure 13). 특히 2008년~2009년의 가뭄 상태가 2008년과 2009년 두 변수에 모두 나타나 있다. 2009년에는 3개월 P-PET에는 약간 회복되어 보이나 유량 백분위는 최저를 기록함으로써 2009년 가을까지도 실제 가뭄의 여파가 이어졌음을 알 수 있다(Figure 13). P-PET의 백분위를 5km×5km 격자별로 살펴보면 가뭄 상태의 지역별 차이를 볼 수 있다. 2008년~2009년 가뭄에서 회복할 때 만경강 유역의 북쪽 지역은 많이 회복되었으나 중남부 지역은 심한 가뭄이 지속되었음을 알 수 있다(Figure 14).

남한강 상류 유역에 대해 가을철 1개월 P-PET 백분위의 변화를 유량 백분위와 함께 9월, 10월, 11월에 대하여 살펴보았다. 두 변수의 연내 월간 변화와 연간 변화가 유사하게

나타난다. 2008년에 대해서는 유량 자료가 없으나 2009년 9월 및 10월의 낮은 유량 백분위 값이 2008년~2009년 극한 가뭄의 영향을 보여준다(Figure 15). 지역별 차이를 보여주는 1개월 P-PET 백분위의 5km×5km 격자별 값을 살펴보면 역시 2008년~2009년 극한 가뭄의 진행 상태가 잘 나타난다(Figure 16).

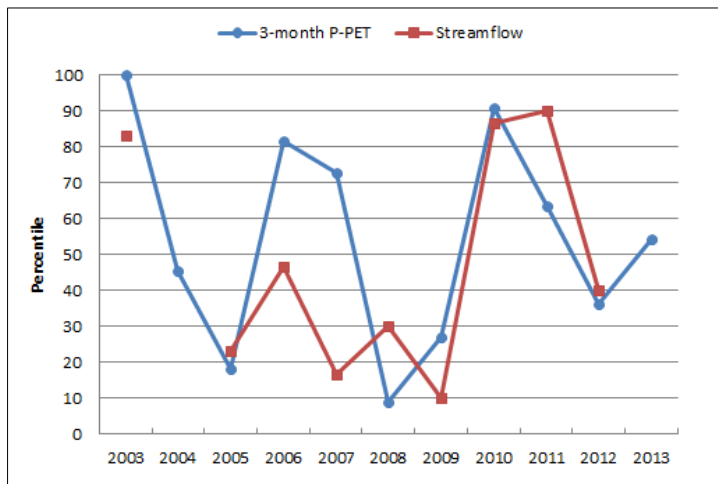


Figure 12 3-month P-PET and streamflow percentiles in May (MAM) in Mankyung-gang watershed basin.

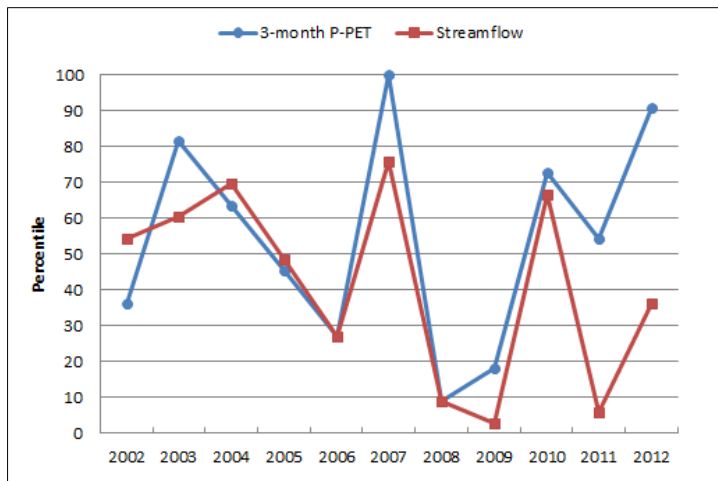


Figure 13 3-month P-PET and streamflow percentiles in November (SON) in Mankyung-gang watershed basin.

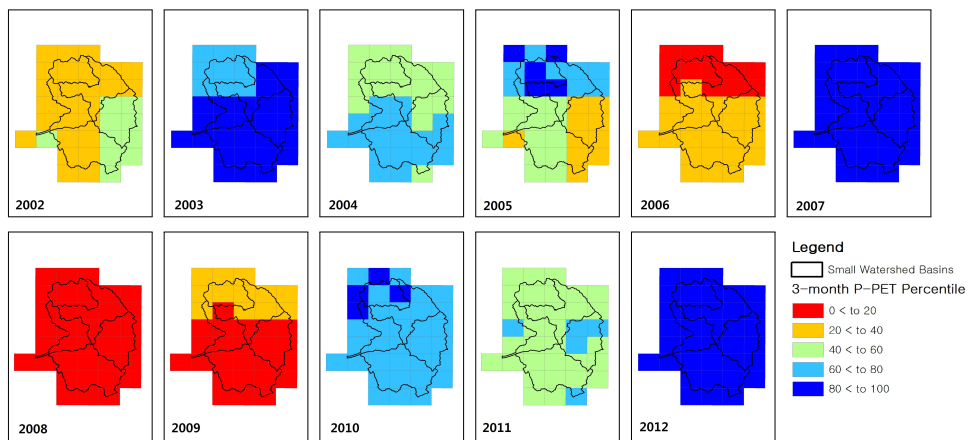


Figure 14 Gridded 3-month P-PET percentile maps in November (SON) in Mankyung-gang watershed basin.

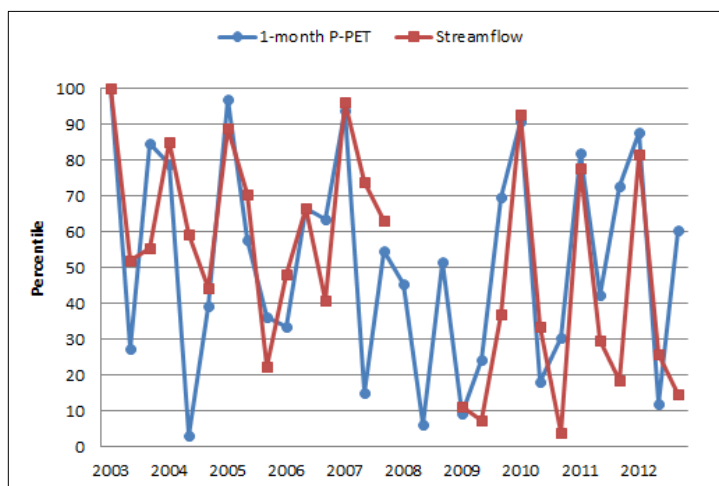


Figure 15 1-month P-PET and streamflow percentiles during SON (September, October, and November) in Upper Namhan-gang watershed basin.

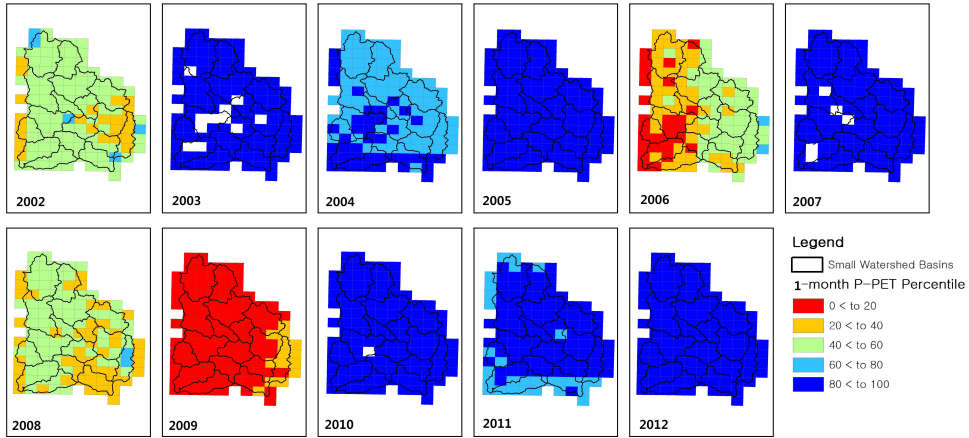


Figure 16 Gridded 1-month P-PET percentile maps in September in Upper Namhan-gang watershed basin.

5. 결론

본 연구에서는 원격 탐사 자료를 활용하여 관측 값이 부재한 지역에 대하여 대기 온도를 추정하고 이를 통해 증발산량을 산정하여 강수량과 함께 수문학적 기쁨을 평가하고 감시하는 방법을 검증하였다. 증발산량 산정 방법에 있어 물리적으로 확고하기는 하지만 많은 변수 값을 필요로 하는 Penman-Monteith 방법보다는 최고 및 최저 온도만을 이용하는 Hargreaves 방법을 이용하여 습도의 영향을 반영하면서도 많은 변수가 제기할 수 있는 불확실성을 피하도록 하였다.

MODIS 센서의 지표면 온도와 대기 연직 온도 자료를 이용하여 대상 지역의 최고 및 최저 대기 온도를 추정하였으며 실제 기상관측소의 관측 값을 추정에 사용하지 않았음에도 기존 연구 결과와 비교할 만하거나 작은 오차 값을 보였다. CRU 자료를 이용하여 보정한 경우 최고 온도 추정의 오차는 더욱 작아졌다. 이를 기반으로 증발산량을 추정하였으며 Penman-Monteith 방법을 이용한 MOD16 자료와 비교하였을 때 각 기상관측소 위치에서 Hargreaves 방법을 이용하여 추정한 증발산량이 상대적으로 작은 오차 값을 가짐을 확인하였다.

만경강 유역, 동진강 유역, 남한강 상류 유역에 대하여 TRMM에서 도출한 강수량과 함께 P-PET의 백분위를 구해 유량 백분위와의 상관관계를 분석하였는데, 동진강 유역은 여름철 1개월 P-PET 백분위가, 그리고 남한강 상류 유역은 여름철과 가을철에 1개월 P-PET 백분위가 유량 백분위와 통계적으로 유의한 높은 상관관계를 나타냈다. 이들 두 유역은 강수의 영향이 특히 크게 나타나는 지역으로 남한강 상류 유역의 경우 증발산량이 유량과 양의 상관관계를 보였다. 만경강 유역은 여름철 외에도 봄철과 가을철 3개월 P-PET 백분위 또한 유량 백분위와 높은 상관관계를 보였다. 강수가 집중되는 여름철을 제외하고 가뭄 평가에 특히 중요한 가을철에 대해 만경강 유역에서는 3개월 P-PET를, 남한강 상류 유역에서는 1개월 P-PET를 유량과의 상관관계를 통해 수문학적 가뭄 평가 및 감시에 유용하게 활용할 수 있을 것으로 판단된다.

본 연구는 향후 개선될 수 있는 여러 한계점을 가지는데, 특히 증발산량 산정에 있어 토양 수분 스트레스와 토지 피복 및 식생의 계절적인 특성을 고려하지 못하였다. 앞으로의 연구에서나 본 연구의 방법론을 다른 지역에 적용할 경우 대상 지역의 기후학적 특성과 토지 피복을 고려하여 반영하여야 할 것이다.

또한 증발산량 추정의 경우 대기 연직 온도 자료를 이용해서는 5km×5km 공간 해상도로, 지표면 온도 자료를 이용해서는 1km×1km 이내의 공간 해상도로 자료를 생산할 수 있었으나 강수량에 대해서는 TRMM 3B43 자료를 이용함으로써 0.25°×0.25°의 조밀하지 못한 공간 해상도의 자료를 그대로 이용하였다. P-PET 중 강수량의 영향이 매우 크다는 점을 생각할 때 분석에 사용된 원격 탐사 기반 강수량 자료의 공간 해상도가 상대적으로 낮아 지역에 따른 강수량의 특성을 잘 나타내지 못했을 수 있다. 앞으로의 연구에서 위성 강우 자료의 규모 내림(downscaling) 연구와 결합하면 지역적 강수 특성을 반영할 수 있는 조밀한 공간 해상도의 자료를 활용할 수 있을 것으로 보이며 이를 통해 수문학적 가뭄의 공간적인 분포를 좀 더 잘 반영할 수 있을 것이다.

본 연구에서 대기 온도 추정을 위해 사용된 자료를 생산한 Aqua 위성은 연료 및 전지의 수명에 따라 결정되기는 하나 길어도 2020년 안에 수명을 다 할 것으로 보인다. 따라서 2011년 관측을 시작한 NASA의 NPP(National Polar-orbiting Operational Environmental Satellite System Preparatory Project) 위성 자료 및 향후 계획된 NOAA의 JPSS(Joint

Polar Satellite System) 프로그램과 연계하여 자료 생산 및 활용의 지속성을 유지하여야 할 것이다.

연구 대상 지역인 남한 지역은 계절의 뚜렷한 변화로 온도 변화의 폭이 크며 지형이 복잡하여 대기 온도, 증발산량의 추정과 이를 통한 수문학적 가뭄 평가 검증에 있어서 적합한 사례 연구지로 선정되었다. 그러나 본 연구의 결과를 보편적으로 적용하기 위해서는 온난한 기후를 지닌 대상 지역 이외에 다양한 기후 특성을 지닌 지역을 대상으로 하는 추가적인 사례 연구가 필요하다. 또한 대상 지역의 만경강 유역과 동진강 유역이 복잡한 용수 체계로 인하여 하리 및 신태인 지점 유량 자료의 신뢰도가 높지 못하다는 한계가 있으므로 추후 연구를 통해 인위적인 유입과 유출이 없는 유역에 대해 연구 결과를 검증해 보아야 할 것이다.

이러한 제한에도 불구하고 본 연구의 결과를 통해 원격 탐사 자료를 이용하여 관측 자료가 없는 지역에 대해 대기 온도, 증발산량 등의 변수 값을 추정할 수 있음을 보였다. 연구의 방법론을 개발도상국 등 기상 및 수문 변수의 관측 값이 없는 지역에 대해 적용하여 비용 효율적으로 수문학적 가뭄 평가 및 감시를 수행할 수 있다. 추정된 변수 값들은 수문학적 가뭄으로 인한 피해를 최소화하기 위한 의사 결정을 위한 자료로 활용할 수 있으며, 특히 공간적으로 분포된 높은 해상도의 자료를 제공함으로써 지역별 가뭄 상태를 파악할 수 있도록 하여 지역별로 차별화된 대책을 수립하여 수행할 수 있도록 도와줄 것이다. 이를 통해 국제적으로는 개발도상국에 필요한 기상 자료 생산 및 가뭄 정보 제공을 통해 협력을 제고할 수 있으며 국내적으로는 유량의 관측 값이 없는 유역의 상류 지역의 수문학적 가뭄 상태를 평가하기 위해서도 활용하여 가뭄 관련 정책 수립의 기초 자료 및 수문학적 가뭄 조기 경보 시스템의 입력 자료로 사용할 수 있다.

REFERENCES

- 심기오, 2009: 극한가뭄 대응방안에 관한 연구. 방재연구소. 170 pp.
- 안정훈, 황필선, 강신욱, 2012: 2012년 봄 가뭄의 상황 및 대응. 물과 미래, 45, 84-91.
- 문장원, 정충길, 이동률, 2013: 우리나라 기후특성을 고려한 Hargreaves 공식의 매개변수 지역화. *한국수자원학회논문집*, 46, 933-946.
- Aguado, E., and J. E. Burt, 2007: *Understanding weather and climate*. 4th Ed., Pearson Prentice Hall, 562 pp.
- Allen, R. G., L. S. Pereira, D. Raes, M. Smith, 1998: *Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements*. FAO Irrigation and drainage paper 56. 300 pp.
- Borbas, E. E., S. W. Seemann, A. Kern, L. Moy, J. Li, L. Gumley, and W. P. Menzel, 2011: *MODIS Atmospheric Profile retrieval algorithm theoretical basis document*, Collection 6. Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies, University of Wisconsin-Madison. 30 pp.
- Cancelliere, A., and J. D. Salsas, 2010: Drought probabilities and return period for annual streamflow series. *J. Hydrol.*, 391, 77-89.
- Dezman, L. E., B. A. Shafer, H. D. Simpson, and J. A. Danielson, 1982: Development of a surface water supply index – A drought severity indicator for Colorado. *Proc. Int. Symp. Hydrometeorol., Bethesda, MD, Amer. Water Resour. Assoc.*, 337-397.
- Ellis, A. W., G. B. Goodrich, and G. M. Garfin, 2009: A hydroclimatic index for examining patterns of drought in the Colorado River Basin. *Int. J. Climatol.*, 30, 236-255.
- Hare, F. K., 1980: Long-term annual surface heat and water balances over Canada and the United States south of 60°N: Reconciliation of precipitation, runoff, and temperature fields. *Atmos. Ocean*, 18, 127-153.
- Hargreaves, G. L., G. H. Hargreaves, J. P. Riley, 1985: Agricultural benefits for Senegal River basin. *J. Irrig. Drain. Eng.*, 111, 113-124.
- Hayes, M. J., M. D. Svoboda, B. D. Wardlow, M. C. Anderson, and F. Kogan, 2012: Drought monitoring: Historical and current perspectives. *Remote Sensing of Drought: Innovative Monitoring Approaches*, B. D. Wardlow, M. C. Anderson, and J. P. Verdin, Ed., CRC Press, 1-19.
- Kingston, D. G., M. D. Todd, R. G. Taylor, J. R. Thompson, and N. W. Arnell, 2009: Uncertainty in the estimation of potential evapotranspiration under climate change. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L20403, doi:10.1029/2009GL040267.
- Jang, J. D., A. A. Viau, and F. Anctil, 2004: Neural network estimation of air temperatures from AVHRR data. *Int. J. Remote Sens.*, 25, 4541-4554.
- Kim, Jongpil, 2012: Evaluation of a distributed hydrologic model with TRMM 3B42 and its application in the Nakdong-River basin, South Korea. APCC Tech. Rep. 2012-02, 139-179.
- Lagouarde, J. P., and Y. Brunet, 1993: A simple model for estimating the daily upward longwave surface radiation flux from NOAA-AVHRR data. *Int. J. Remote Sens.*, 14, 907-925.
- Lin, S., N. J. Moore, J. P. Messina, M. H. DeVisser, and J. Wu, 2012: Evaluation of estimating daily maximum and minimum air temperature with MODIS data in east Africa. *Int. J. Appl. Earth*

- Obs.*, 18, 128-140.
- Mendez Jocik, A. A., 2004: Estimate ambient air temperature at regional level using remote sensing techniques. M. S. thesis, Sustainable Agriculture Specialization, International Institute for Geo-information Science and Earth Observation, 86 pp.
- Mishra, A. K., and V. P. Singh, 2010: A review of drought concepts. *J. Hydrol.*, 391, 202-216.
- Parton, W., and J. A. Logan, 1981: A model for diurnal variation in soil and air temperature. *Agr. Meteor.*, 23, 205-216.
- Prihodko, L., and S. N. Goward, 1997: Estimation of air temperature from remotely sensed surface observations. *Remote Sens. Environ.*, 60, 335-346.
- Seneviratne, S. I., T. Corti, E. L. Davin, M. Hirschi, E. B. Jaeger, I. Lehner, B. Orlowsky, and A. J. Teuling, 2010: Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Sci. Rev.*, 99, 125-161.
- Seney G. B., S. Bohms, and J. P. Verdin, 2012: Remote sensing of evapotranspiration for operational drought monitoring using principles of water and energy balance. *Remote Sensing of Drought: Innovative Monitoring Approaches*, B. D. Wardlow, M. C. Anderson, and J. P. Verdin, Ed., CRC Press, 123-144.
- Shafer, B. A., and L. E. Dezman. 1982: Development of a surface water supply index (SWSI) to assess the severity of drought conditions in snowpack runoff areas. *Proc. 50th Annual Western Snow Conf., Reno, NV, Western Snow Conf.*, 164-175.
- Shahid S., and H. Behrawan, 2008: Drought risk assessment in the western part of Bangladesh. *Nat. Hazards*, 46, 391-413.
- Sonmez, F. K., A. U. Komuscu, A. Erkan, and E. Turgu, 2005: An analysis of spatial and temporal dimension of drought vulnerability in Turkey using the Standardized Precipitation Index. *Nat. Hazards*, 35, 243-264.
- Stisen, S., I. Sanholt, A. Norgaard, R. Fensholt, and L. Eklundh, 2007: Estimation of diurnal air temperature using MSG SEVIRI data in West Africa. *Remote Sens. Environ.*, 110, 262-274.
- Thornthwaite, C. W., and J. R. Mather, 1957: *Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance*. Drexel Institute of Technology, Laboratory of Climatology, 104 pp.
- Tsakiris, G., D. Pangalou, and H. Vangelis, 2007: Regional drought assessment based on the Reconnaissance Drought Index (RDI). *Water Resour. Manag.*, 21, 821-833.
- Vancutsem, C., P. Ceccato, T. Dinku, and S. J. Connor, 2010: Evaluation of MODIS land surface temperature data to estimate air temperature in different ecosystems over Africa, *Remote Sens. Environ.*, 114, 449-465.
- Vanderlinden, K., J. V. Giraldez, and M. V. Meirvenne, 2004: Spatial estimation of reference evapotranspiration in Andalusia, Spain. *J. Hydrometeorol.*, 9, 242-255.
- Vicente-Serrano, S. M., and Coauthors, 2012: Performance of drought indices for ecological agricultural and hydrological applications. *Earth Interact.* 16, 1-27.
- Vicente-Serrano, S. M., S. Begueria, and J. I. Lopez-Moreno, 2010: A multiscalar drought index sensitive to global warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index. *J.*



Climate, 23, 1696-1718.

Wilhite, D. A., and M. Buchanan-Smith, 2005: Drought as hazard: understanding the natural and social context. *Drought and Water Crises: Science, Technology, and Management Issues*, D. A. Wilhite, Ed., CRC Press, 3-29.

Yan, H., J. Zhang, Y. Hou, and Y. He, 2009: Estimation of air temperature from MODIS data in east China. *Int. J. Remote Sens.*, 30, 6261-6275.



APCC RESEARCH REPORT 2013-04

- Development of a Seasonal Hydrologic Forecast Technique Based on APCC Multi-Model Ensemble Forecasts
- Remote Sensing of Hydrological Drought Based on Precipitation and Evapotranspiration Estimates
- Assessment of High Resolution Satellite-Based Rainfall Estimates for Hydrologic Modeling of Ungauged Basins
- Regionalization of Distributed Hydrologic-Model Parameters for Runoff Prediction using Satellite-Derived Precipitation for Ungauged Basins in South Korea

APEC Climate Center

12, Centum 7-ro, Haeundae-gu, Busan 612-020,
Republic of Korea
Tel: +82-51-745-3900 Fax: +82-51-745-3949
www.apcc21.org

비매품



9 788973 333967
ISBN 978-89-97333-96-7
ISBN 978-89-97333-92-9 (세트)