Atmosphere, **18**(1), 71-81 March 2008

GIS와 PRISM을 이용한 고해상도 격자형 강수량 추정

신성철[1] · 김맹기[1,*] · 서명석[1] · 나득균[2] · 장동호[3] · 김찬수[4] · 이우섭[1] · 김연희[1]
[1]공주대학교 대기과학과
[2]기상청 기후 정책과
[3]공주대학교 응용수학과
[4]공주대학교 지리학과
(2008년 1월 28일 접수; 2008년 3월 25일 승인)

Estimation of High Resolution Gridded Precipitation Using GIS and PRISM

Sung-Chul Shin[1], Maeng-Ki Kim[1,*], Myoung-Suk Suh[1], Deuk-Kyun Rha[2], Dong-Ho Jang[3], Chan-Su Kim[4], Woo-Seop Lee[1] and Yeon-Hee Kim[1]
[1]*Department of Atmospheric Science, Kongju National University*
[2]*Climate Policy Division, KMA*
[3]*Department of Geography, Kongju National University*
[4]*Department of Applied Mathematics, Kongju National University*
(Manuscript received 28 January 2008; in final form 25 March 2008)

Abstract

In this study, in order to estimate high resolution precipitation with monthly time scales, Parameter-elevation Regressions on Independent Slopes Model (PRISM) was modified and configured for Korean precipitation based on elevation, distance, topographic facet, and coastal proximity. Applying this statistical downscaling model to Korean precipitation for 5 years from 2001 to 2005, we have compiled monthly grid data with a horizontal resolution of 5-km and evaluated the model using bias, root mean square error (RMSE), and correlation coefficient between the observed and the estimated. Results show that bias, RMSE, and correlation coefficient of the estimated value have a range from 0.2% to 1.0%, 19.6% (June) to 43.9% (January), and 0.73 to 0.84, respectively, indicating that the modified Korean PRISM (K-PRISM) is reasonably worked by weighting factors, i.e., topographic effect and rain shadow effect.

Key words: PRISM, topographic effect, high resolution, precipitation, statistical downscaling

1. 서 론

사회경제적 발달에 따라 수요자의 요구가 다변화되면서 관측소의 해상도보다 더 상세한 기후정보를 필요로 하고 있다. 특히 대부분의 관측소는 해발고도 300 m 이하에 위치하고 있거나 도심지 주변에 위치하고 있어서 (홍기옥, 2007), 균질하고 상세한 격자 정보를 제공하기에는 부족함이 많다. 상세 기상/기후 정보를 제공하기 위한 통계적 규모축소법 (statistical downscaling method)은 Kim *et al.* (1984)로부터 Daly *et al.* (2002)에 이르기 까지 다양한 방식으로 진화하여 왔다. 특히 이 연구에서 적용한 PRISM (Parameter-elevation Regressions an Independent Slopes Model)은 지리 정보 등을 보다 적극적으로 활용한 새로운 개념의 통계적 규모축소법이라고 할 수 있다. 왜냐하면, 기존의 통계적 규모축소법은 저해상도의 정보 (예를 들면, 기후모델, 지역기후모델의 격자자료)를 이용하여 관측소 규모의 정보를 추정하는 방법에 관한 연구라면, PRISM은 관측소 규모의 불 균질한 정보로부

*Corresponding Author: Maeng-Ki Kim, Department of Atmospheric Science, Kongju National University, Gongju, Chungnam 314-701 Korea.
Phone : +82-41-850-8531, Fax : +82-41-856-8527
E-mail: mkkim@kongju.ac.kr

ⓒ Korean Meteorological Society, 2008

터 보다 고해상도의 격자정보를 추정하는 방법에 관한 연구라는 점에서 차별화되기 때문이다.

PRISM은 미국 오리건 주립대학교에서는 이미 15년 전부터 고해상도 격자형 기후자료의 필요성을 인식하고, 북미 대륙에서의 고해상도 기후자료 생산을 위하여 다년간의 연구를 거쳐 개발한 격자형 기후자료 생산 도구이다. 다년간의 연구를 통해 북미 지역에서의 기후 요소의 시・공간 변동과 지리환경과의 관계에 대해 다양한 분석을 한 결과 기후요소의 시・공간 변동에 가장 많은 영향을 주는 요소는 고도임을 밝혔다. 그리하여 산악의 경사방향, 거리, 고도, 해양도 등을 인자로 고려하여 상세기후를 생산하는 기법을 완성하였다 (Daly *et al*., 1994, 2002). PRISM은 많은 통계적 이점들을 유지하면서, 일반적인 통계 방법에 부족한 지리적 접근을 강조하였다. 이러한 방법으로 미국에 대해 월별 기온과 강수의 고해상도 기후 자료를 생산하였다 (Daly *et al.*, 2001, Kittel *et al*., 1997). 미국의 서부지역에 대해서는 1971～2000년의 자료로 PRISM을 통하여 고해상도 평균 월별 온도 분포도를 만들었다(Matthew *et al*., 2004). Daly *et al.* (2000)은 중국에 대해 관측 자료를 PRISM 에 적용하여 중국과 몽골의 기온과 강수에 대해 연구하였으며 기후에 따른 식물의 분포 특성에 대해서 알아보았다. Schward *et al.* (2001)는 유럽의 알프스 지방의 넓은 지역의 강수를 처음으로 나타내었고, 스위스의 수문학 지도책을 생산했으며 웹에서 지도 서비스를 제공하고 있다. 열대 기후지역인 푸에르토리코에도 PRISM 을 적용하여 기온과 강수에 대한 상세 기후 자료를 생산하였다 (Daly *et al*., 2003). 최근에는 공간 기후자료의 적합성을 평가하기 위하여 PRISM 에 대한 지침이 나오기도 하였다 (Daly, 2006). 이 방법은 한반도와 같이 산악이 많은 지역에서 고도에 따른 기상변수의 변화를 고려하기에 적합한 방법이지만 기온에 적용 (홍기옥, 2007)한 연구를 제외하고 다른 변수에 대해서 적용한 연구는 없다. 이 연구에서는 PRISM에 기초하여 고도 및 지형적인 영향을 많이 받는 강수량을 고해상도 격자형 (5 km*5 km)으로 추정할 수 있는 방법을 제시하였으며, 추정에 따른 오차를 월평균 기간규모에서 제시하였다.

2. 연구 자료 및 방법

이 연구에서는 2001년 1월에서 2005년 12월까지의 월 누적 강수량 자료를 사용하였으며, 관측지점은 76개 지상관측소와 약 450개 AWS 관측지점을 사용하였다 (Fig. 1). PRISM 을 적용하기 위하여 필요한 정보인 관측소의 위도와 경도, 추정하고자 하는 격자점의 위도와 경도 자료가 사용되었으며, 고해상도 (1 km*1 km)의 DEM (Digital Elevation Model) 고도, 지향면, 해양도 (Coastal proximity)와 같은 GIS (Geographic Information System) 자료를 이용하였다.

자료를 활용하는데 있어서 자료의 품질을 검사하는 것은 매우 중요하다. 이 연구에서는 자료를 사용하기에 앞서 자료 품질검사를 하였으며 품질검사를 통과한 자료만을 활용하였다. 자료의 품질검사, DEM을 이용한 각 격자점 별 지향면의 산출, 해양도의 작성에 대해서는 홍기옥 (2007)을 참조하기 바란다.

이 연구에서 제시한 방법은 기본적으로 PRISM의 방법을 따르고 있지만 관련된 계수, 영향반경, 해양도 및 지향면과 같은 지리정보의 자료의 생산 등이 현 연구를 통해서 만들어졌고, 이를 한반도에 적용하여 한반도만의 특성을 본 연구이기 때문에 이 방법을 K-PRISM (홍기옥, 2007)으로 명명한 바 있다. 편의상 이 연구에서도 앞으로 K-PRISM으로 명명하기로 한다. 비록 강수량을 추정한 것은 아니지만 K-PRISM에 대한 자세한 내용은 이미 홍기옥 (2007)에 소개되어 있고, 기본적으로 같은 절차를 거쳐 강수량이 추정되기 때문에 이 연구에서는 중복성을 피하는 범위에서 설명하고자 한다.

K-PRISM을 통하여 강수량을 추정하는 절차는 다음과 같이 3단계로 대별된다.

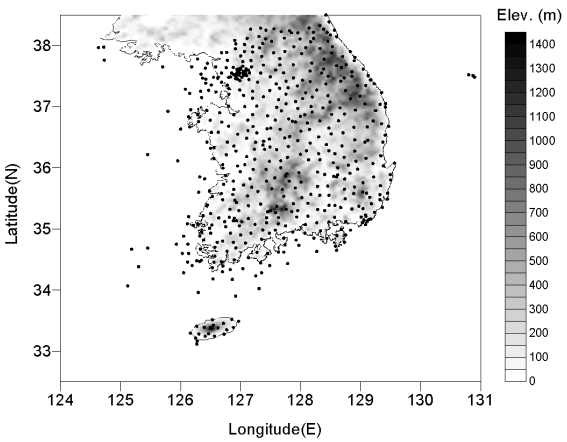

Fig. 1. Distribution of observation stations (dot) and elevation (shading) used in this study.

① 가중치의 결정

$$W = [\, F_d W(d)^2 + F_z W(z)^2 \,]^{1/2} W(f) \;\; W(p) \quad (1)$$

② 회귀계수의 결정

$$\hat{\beta}_1 = \frac{\Sigma w_i (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\Sigma w_i (x_i - \bar{x})^2}, \; \hat{\beta}_0 = \bar{y} - \beta_1 \bar{x}$$
$$\bar{x} = \frac{\Sigma w_i x_i}{\Sigma w_i}, \; \bar{y} = \frac{\Sigma w_i y_i}{\Sigma w_i} \quad (2)$$

③ 강수량의 추정

$$\hat{Y} = \hat{\beta}_0 + \hat{\beta}_1 X \quad (3)$$

여기서 F_d와 F_z는 각각 거리 가중치 W(d)와 고도가중치 W(z)를 어느 인자를 더 중요하게 고려할 것인가를 나타내는 값으로써 이 연구에서는 각각 0.8과 0.2를 사용하였다. W(f)와 W(p)는 각각 지향면과 해양도 가중치를 나타낸다. 즉, 지향면 가중치는 추정하고자 하는 격자점과 같은 경사면을 갖고 있을 경우 가중치를 더 주고, 다를 경우 가중치를 작게 주는 방식으로 결정된다. 해양도는 해양에 의한 영향을 지수로 나타낸 것인데, 해양도의 차이가 크면 가중치를 작게 주는 방식으로 가중치를 결정하게 된다. 각 가중치가 어떤 함수로 나타나는 가는 홍기옥 (2007)을 참고하기 바란다.

회귀계수는 가중 최소 제곱법 (method of weighted least squares)으로부터 구한 식 (2)를 이용하여 산출한다. 식에서 x는 산출하고자 하는 격자점의 DEM 고도값 이고, y는 관측소의 강수량 값이다. 가중회귀분석법을 사용하는 이유는 모든 관측소의 가중치가 동일하지 않기 때문이다. 즉, 구하고자 하는 격자점의 지리정보 특성과 유사한 특성을 갖는 관측소의 값에 더 많은 가중치가 주어지도록 하기 위하여 가중회귀분석법이 사용된 것이다.

회귀계수가 결정되면 식 (3)을 이용하여 구하고자 하는 격자점의 DEM 고도 (X)를 대입하여 격자점의 강수량 추정치 ($\hat{Y}$)를 결정한다.

K-PRISM의 적용에 있어서 발생하는 문제 중의 하나는 기울기 β_1의 임계값을 어떻게 결정할 것인가이다. 이 문제는 실용적인 적용에서 항상 문제가 될 수 있다. 왜냐하면 추정하기를 원하는 격자점 주변에 있는 관측소의 고도, 거리 등이 비교적 다양하게 분포하지 않을 경우 기울기가 비정상적으로 크게 추정될 수 있고 그럴 경우에 격자점의 추정값을 매우 크게 만들 가능성이 있기 때문이다. 지형과 강수 패턴사이의 통계적 관계를 조사해 본 결과, 기후학적으로 강수는 산의 경사면에서 고도에 따라 증가하며 이를 산악효과라 하며 전 세계적으로 나타난다 (Henry, 1919; Alter, 1919; Barrows, 1933; Spreen, 1947; Schermerhorn, 1967; Hutchinson, 1968; Vuglinski, 1972; Hibbert, 1977; Smith, 1979; Basist *et al.*, 1994). 이것은 최소한 회귀식의 최소 기울기는 0보다는 크다는 것을 의미한다. 따라서 회귀계수 β_1의 최소값은 0으로 설정하였다. 이러한 적용은 매우 합리적으로 보인다. 회귀계수 β_1의 최대 기울기의 설정은 좀 더 복잡하다. 이에 대한 어떤 임계값이 한반도 강수량 추정에 있어서 결정되어 있는 것이 없기 때문에 이 연구에서는 제주도에서의 강수량 정보로부터 임계값을 결정하였다. 제주도는 관측소가 고도에 따라 비교적 고르게 분포하고 있기 때문에 최대값을 결정하기에 적합한 지역이다. 제주도에서의 2001부터 2005년까지의 월 평균 강수량을 이용하여 최대 기울기를 각각 월별로 산출하였으며, 이 값을 월별 최대 임계 기울기로 설정하였다 (Table 1).

3. K-PRISM의 적용

가중치의 결정, 회귀계수의 결정 등과 관련하여 좀 더 이해하기 쉽게 설명하기 위하여 지리산 주변 지역

Table 1. Maximum, mean and minimum values of regression coefficient $\hat{\beta}_1$ for monthly precipitation in Jeju-do. These values are estimated by using data for five years from 2001 to 2005.

	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Ann
Max. Slope (mm/100 m)	19.59	31.67	98.79	118.77	84.0	75.86	122.28	59.57	35.17	26.09	26.09	27.62	539.39
Mean Slope (mm/100 m)	3.95	5.06	4.95	9.28	11.49	20.04	30.1	30.47	18.58	5.94	4.03	3.57	32.2
Min. Slope (mm/100 m)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

에 적용한 예를 설명하고자 한다.

Fig. 2는 지리산 주변지역의 지형, 격자점의 위치, 관측소의 위치를 나타낸 것이다. 지리정보 특성이 다른 네 격자점 (A-D)을 선택하여 가중치 특성을 조사하고 강수량을 추정하였다. 그림에서 점선으로 표시된 원은 격자점 A에서의 강수량을 추정하기 위하여 설정한 영향반경을 나타낸다. 따라서 원안에 포함되어 있는 9개 관측소의 지리정보 특성을 활용하여 격자점 A에서의 강수량을 추정하게 된다. Table 2는 2005년 7월의 강수량에 대해서 영향 반경 내의 각 관측소가 얼마의 가중치를 갖는지를 잘 보여준다. 거리 가중치 Wd는 가까운 거리에 있는 관측소 315번과 768번이 가장 크게 나타난다. 반면 고도 가중치 Wz는 315번에서 0의 값을 갖는다. 관측소 315번의 고도가 1100 m인 반면 격자점 A의 고도는 197 m이다. 따라서 두 지점간의 고도차이가 너무 크기 때문에 적어도 고도에 따른 강수 유사성은 없다고 보는 것이다. 반면 관측소 768번의 고도는 다른 관측소에 비하여 격자점 A의 고도와 상대적으로 차이가 작기 때문에 고도가중치가 큰 편이다. 한편 관측소 247번은 격자점 A와 같은 지향면 (지향면 7)을 갖고 있기 때문에 지향면 가중치가 가장 큰 관측소이다. 해양도 가중치의 차이는 상대적으로 유사하다. 격자점 A에 대한 총 가중치 w는 관측소 315, 768, 794번에서 크게 나타나며, 각각 거리 가중치, 고도가중치, 지향면 가중치중 어느 하나가 유사하거나 두 개가 유사한 경우에 해당한다. Fig. 3은 각 관측소의 총 가중치 w를 이용하여 구한 가중 회귀직선 (실선)을 나타낸다. 가중치를 고려하지 않은 회귀직선은 파선으로 나타냈다. 관측소 중에서 1100 m 고도에 있는 315번의 가중치가 크기 때문에 파선보다 실선이 315번쪽으로 이동한 것을 알 수 있다. 가중회귀직선에서 격자점 A의 고도 197 m를 넣으면 추정강수량은 약 309 mm를 얻을 수 있다. 우연히 197 m는 두 직선이 거의 교차하는 지점이기 때문에 가중회귀직선으로 추정하지 않아도 같은 값을 추정하게 된다. 그러나 격자점의 고도가 더 높았을 경우에 가중회귀직선을 사용했을 때 더 적은 강수량을 추정한다는 것을 알 수 있다.

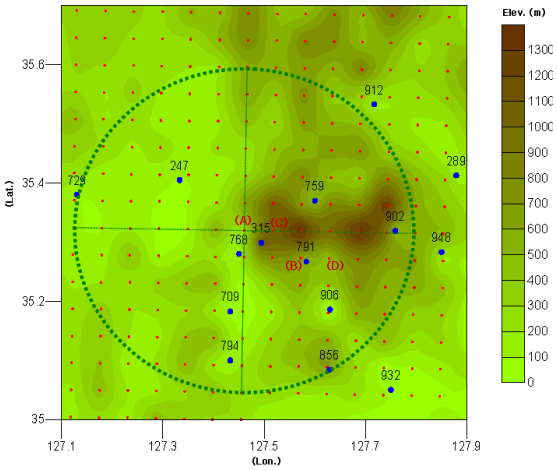

Fig. 2. Distribution of observation stations (large blue dots), fine grid points (small red dots), and elevation (shading) around Ji-ri mountains. Dashed large circle represents the effective radius from target grid cell A. The numbers indicate observation station number.

추정하고자 하는 격자점의 가까운 곳에 관측소가 있는 B의 경우를 조사해 보자 (Table 3과 Fig. 4). 격자점 B의 경우 가까운 곳에 관측소 791번이 위치하고 있

Table 2. Geographical informations and weighting values for each station in case of grid cell A for precipitation of July 2005.

Stn. number	Lat.	Lon.	Elev.	Prcp.	distance from grid	facet	coas. prox.	Wd	Wz	Wf	Wp	W
247	35.405	127.33	89.7	297.5	15.017	7	6	0.0044	0.0093	1	1	0.00575
315	35.299	127.494	1100	352	3.838	5	6	0.0679	0	0.1925	1	0.0168
709	35.183	127.433	50	295.5	15.554	3	4	0.0041	0.0068	0.0894	0.5	0.0002
759	35.37	127.6	470	368	13.828	1	6	0.0052	0.0037	0.5399	1	0.0003
768	35.28	127.45	48	286	4.618	6	6	0.0469	0.0067	0.3536	1	0.0149
791	35.267	127.583	550	345	12.615	5	5	0.0063	0.0028	0.1926	1	0.0011
794	35.1	127.433	97	319	24.747	3	4	0.0016	1	0.0894	0.5	0.02
902	35.319	127.759	470	343.5	27.159	3	5	0.0014	0.0037	0.1925	1	0.0039
906	35.189	127.63	10	270	21.5	5	5	0.0022	0.0053	0.1925	1	0.0006
Cell A	35.32	127.461	197	**309.57**		7	6					

기 때문에 다른 관측소에 비하여 거리 가중치 wd가 0.728로 큰 값을 갖는다. 그 다음으로 거리 가중치가 큰 관측소는 315번 관측소이며, 약 0.0168의 가중치를 보인다. 그 외의 관측소는 거리가 멀어 거의 거리 가중치가 작다. 고도 가중치 Wz의 경우 관측소 791번과 856번이 가중치 1로 매우 높은 가중치를 갖는다. 격자점 B에 가장 가까운 관측소 791번은 지향면 가중치와 해양도 가중치도 높게 나타나서 최종 가중치 W는 약 0.7897로 가장 큰 영향을 주는 관측소이다. 따라서 추정하고자 하는 격자점과 단순히 거리가 가깝다고 가중치가 커지는 것이 아니라 고도, 지향면, 해양도 등의 지리정보 특성이 유사해야만 가중치는 커지게 된다. 한편 관측소 856번의 경우 거리는 떨어져 있기 때문에 거리 가중치는 작지만 고도와 지향면 특성이 유사하기 때문에 최종 가중치 w가 0.149로 두 번째로 높은 가중치를 갖게 되었다. Fig. 4는 이러한 가중치 정보에 기초하여 회귀직선과 가중회귀직선을 나타낸 것이다. 가중회귀직선은 회귀직선보다 전체적으로 강수량이 많은 쪽으로 이동하여 분포하고 있다. 이것은 격자점 B보다 강수량이 적은 관측소들이 격자점과 지리정보 특성이 상대적으로 다르기 때문에 나타난 결과이다. 격자점 B의 강수량 추정치는 고도 625 m에 대해서 약 340 mm

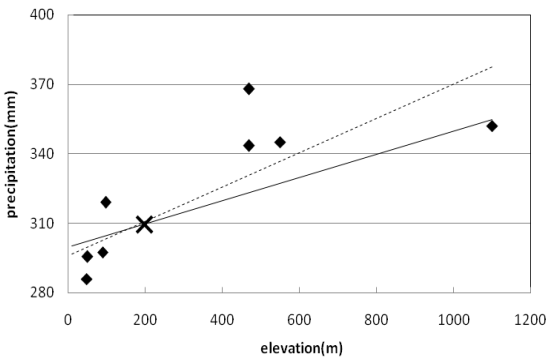

Fig. 3. Comparison of linear regression line without weighting (dashed line) and with weighting (solid line) in Table 2. Squares represent observed precipitation in July 2005. Mark X indicates target grid cell A shown in Fig. 2. Regression coefficients of weighted linear regression are 299.7 ($\hat{\beta}_0$) and 4.9828 mm/100 m ($\hat{\beta}_1$), respectively.

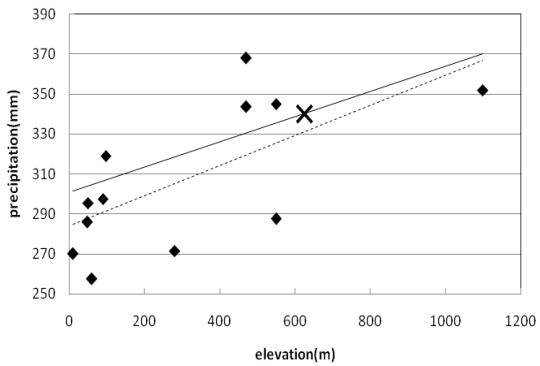

Fig. 4. Comparison of linear regression line without weighting (dashed line) and with weighting (solid line) in Table 3. Squares represent observed precipitation in July 2005. Mark X indicates target grid cell B shown in Fig. 2. Regression coefficients of weighted linear regression are 300.6 ($\hat{\beta}_0$) and 6.3047 mm/100 m ($\hat{\beta}_1$), respectively.

Table 3. Same as in Table 2 except for grid cell B.

Stn. number	Lat.	Lon.	Elev.	Prcp.	distance from grid	facet	coas. prox.	Wd	Wz	Wf	Wp	W
247	35.405	127.33	89.7	297.5	26.35	7	6	0.0014	0	0.1925	1	0.0003
315	35.299	127.494	1100	352	7.72	5	6	0.0168	0.0021	1	1	0.015
709	35.183	127.433	50	295.5	16.18	3	4	0.0038	0	0.1925	0.5	0.0003
759	35.37	127.6	470	368	11.15	1	6	0.008	0.0065	0.0894	1	0.0007
768	35.28	127.45	48	286	11.18	6	6	0.008	0	0.3536	1	0.0025
791	35.267	127.583	550	345	1.17	5	5	0.728	1	1	1	0.7897
794	35.1	127.433	97	319	23.1	3	4	0.0018	0	0.1925	0.5	0.0002
856	35.084	127.629	550	287.5	21.71	5	3	0.0021	1	1	0.333	0.149
902	35.319	127.759	470	343.5	17.79	5	5	0.0032	0.0065	1	1	0.004
906	35.186	127.63	10	270	11.03	5	5	0.0082	0	1	1	0.0074
932	35.05	127.75	60	257.5	29.7	6	3	0.0011	0	0.3536	0.333	0.0001
948	35.283	127.85	280	271.5	25.35	3	5	0.0016	0.0029	0.1924	1	0.0004
Cell B	35.273	127.572	625	**340.07**		5	6					

가 추정되었다. 이 값은 근처에 위치한 관측소 791번의 345 mm와 유사한 값이다.

Fig. 5는 2005년 7월의 관측 강수량 분포와 Fig. 3과 4의 방식으로 지리산 주변의 모든 격자점에 대해서 추정한 강수량의 분포를 각각 나타낸 것이다. 관측 강수량의 분포는 고도, 지향면, 거리 등의 영향을 고려하지 않기 때문에 단순히 내삽에 의해서 강수량의 분포가 결정된다. 반면 K-PRISM에 의해 추정한 강수량은 보다 더 상세한 강수량 분포를 보일뿐만 아니라 지형적인 영향이 잘 나타난다.

이번에는 산악에 위치한 격자점 C의 강수량을 추정하기 위하여 가중치를 조사하였다 (Table 4). 격자점 C의 경우는 근처에 관측소가 여러 개 있지만 고도가 유사한 관측소는 관측소 315번 하나 뿐이다. 거리가중치도 관측소 315번에 가장커서 약 0.103이며 다른 관측소의 경우는 0.02보다 작아 거리 가중치에 큰 기여를 하지 못한다. 고도 가중치의 경우 격자점C의 고도 1011 m와 유사한 관측소 315번에서 가장 큰 가중치를 갖는다. 반면 지향면 가중치의 경우는 관측소 315번보다는 거리나 고도 가중치가 크지 않은 관측지점에서 큰 값을 보인다. 최종 가중치는 고도, 거리, 지향면, 해양도 등에서 골고루 유사성을 보인 관측소 315번에서 가장 크게 나타났다. 따라서 격자점 C에서 추정한 강수량도 관측소 315번의 1149 mm와 유사한 약 1130 mm가 추정되었다. Fig. 6은 가중회귀직선이 회귀직선보다 아래쪽으로 이동하여 나타난다는 것을 보여준다. 이것은 Fig. 4의 경우와 반대방향으로의 이동을 나타낸다. 그 이유는 강수량이 많은 관측소들이 격자점 C

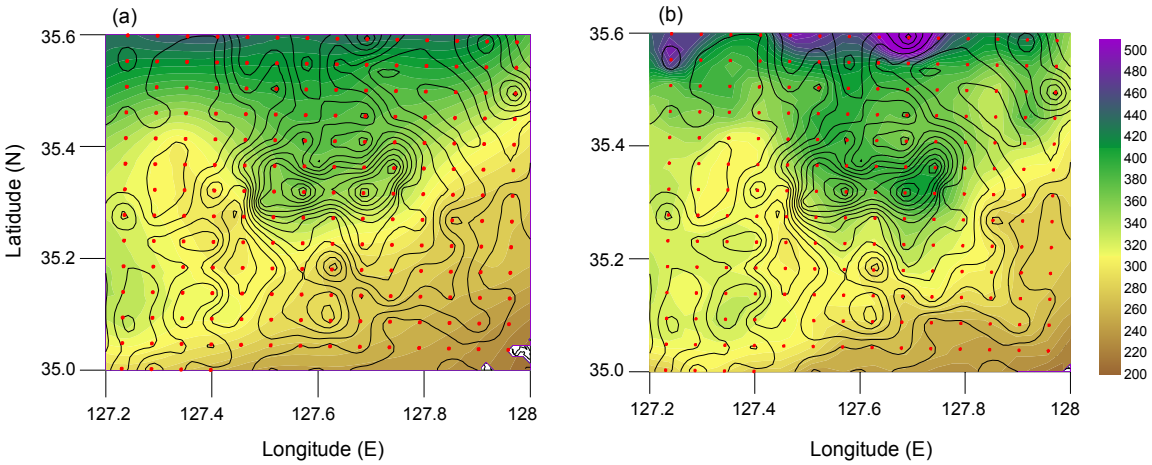

Fig. 5. Spatial distribution of (a) observed and (b) K-PRISM estimated precipitation in July 2005. Contour line and shading denote elevation and precipitation around Jiri mountain, respectively. Contour is 100 m

Table 4. Geographical informations and weighting values for each station in case of grid cell C for precipitation of August 2002.

Stn. number	Lat.	Lon.	Elev.	Prcp.	distance from grid	facet	coas. prox.	Wd	Wz	Wf	Wp	W
247	35.405	127.33	89.7	768	19.31	7	6	0.0027	0	1	1	0.0024
315	35.299	127.494	1100	1149	3.12	5	6	0.103	1	0.1925	1	0.0788
709	35.183	127.433	50	873	17.07	3	4	0.0034	0	0.8944	0.5	0.0001
759	35.37	127.6	470	1291	7.42	1	6	0.0113	0	0.054	1	0.0005
768	35.28	127.45	48	752	7.55	6	6	0.0176	0	0.3536	1	0.0056
791	35.267	127.583	550	1334	8.39	5	5	0.0142	0.0022	0.1925	1	0.0025
794	35.1	127.433	97	959	25.69	3	4	0.0015	0	0.0894	0.5	0.0006
902	35.319	127.759	470	1282	22.04	5	5	0.0021	0	0.1925	1	0.0004
906	35.186	127.63	10	1137.5	18.11	5	5	0.003	0	0.1925	1	0.0005
Cell C	35.32	127.52	1011	**1129.98**		7	6					

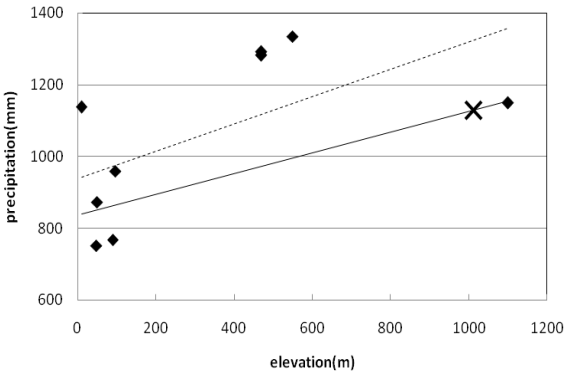

Fig. 6. Comparison of linear regression line without weighting (dashed line) and with weighting (solid line) in Table 4. Squares represent observed precipitation in August 2002. Mark X indicates target grid cell C shown in Fig. 2. Regression coefficients of weighted linear regression are 837.6 ($\hat{\beta}_0$) and 28.8152 mm/100 m ($\hat{\beta}_1$), respectively.

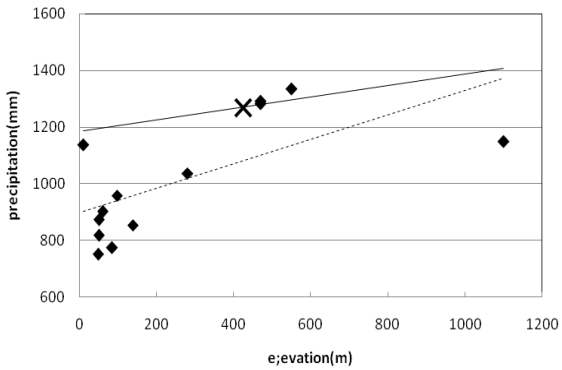

Fig. 7. Comparison of linear regression line without weighting (dashed line) and with weighting (solid line) in Table 5. Squares represent observed precipitation in August 2002. Mark X indicates target grid cell D shown in Fig. 2. Regression coefficients of weighted linear regression are 1184.4 ($\hat{\beta}_0$) and 20.1093 mm/100 m ($\hat{\beta}_1$), respectively.

와 지리정보 특성이 상대적으로 달라서 가중치가 작게 나타났기 때문이다.

격자점 D의 경우는 앞의 A-C와는 또 다른 특성을 보여준다. Table 5와 Fig. 7에서 보여주는 바와 같이 100 m 이하의 낮은 고도에 위치한 대부분의 관측소의 가중치가 매우 낮다. 따라서 가중회귀직선은 낮은 고도의 관측소들로부터 상당히 위쪽으로 이동하여 나타난다. 이것은 이러한 관측소들이 고도와 거리 가중치가 매우 낮게 나타났기 때문이다.

Fig. 8은 2002년 8월의 강수량에 대한 관측값과 추정값의 분포를 나타낸다. 관측 강수량의 최대값은 지리산 두 봉우리의 사이의 계곡에서 나타난다. 이것은 단순히 내삽에 의해서 나타난 결과이다. 그러나 K-PRISM의 경우는 오른쪽에 위치한 봉우리 주변에서 가장 많은 강수량을 보인다. 이것은 단순한 내삽이 아닌 고도, 거리, 지향면 등과 같은 지리정보에 대한 가중치를 고려한 결과이다. 즉, 지리산 부근의 고도가 높은 지역이 주변보다 강수가 많은 전형적인 산악 효과

Table 5. Same as in Table 4 except for grid cell D.

Stn. number	Lat.	Lon.	Elev.	Prcp.	distance from grid	facet	coas. prox.	Wd	Wz	Wf	Wp	W
289	35.41	127.88	138.57	854.5	27.76	2	6	0.0013	0.0035	0.125	1	0.0002
315	35.3	127.49	1100	1149	12.63	5	6	0.0063	0	1	1	0.0056
709	35.18	127.43	50	873	20.4	3	4	0.0024	0.0027	0.1925	1	0.0005
759	35.37	127.6	470	1291	11.26	1	6	0.0079	1	0.0894	1	0.04
768	35.28	127.45	48	752	16.3	6	6	0.0038	0.0027	0.3536	1	0.0013
791	35.27	127.58	550	1334	4.18	5	5	0.0573	0.0079	1	1	0.0514
794	35.1	127.43	97	959	26.19	3	4	0.0015	0.0031	0.1925	1	0.0004
902	35.32	127.76	470	1282	13.02	5	5	0.0086	1	1	1	0.4472
906	35.19	127.63	10	1137.5	9.59	5	5	0.0109	0.0024	1	1	0.0098
916	35.3	127.95	85	775	29.5	3	5	0.0012	0.003	0.1925	1	0.0003
932	35.05	127.75	60	902.5	27.15	6	3	0.0014	0.0028	0.3536	0.5	0.0003
934	35.19	127.94	50	818.5	29.28	3	5	0.0012	0.0027	0.1925	1	0.003
948	35.28	127.85	280	1037	20.25	3	5	0.0024	0.007	0.1925	1	0.0007
Cell D	35.272	127.63	423	**1270.49**		5	5					

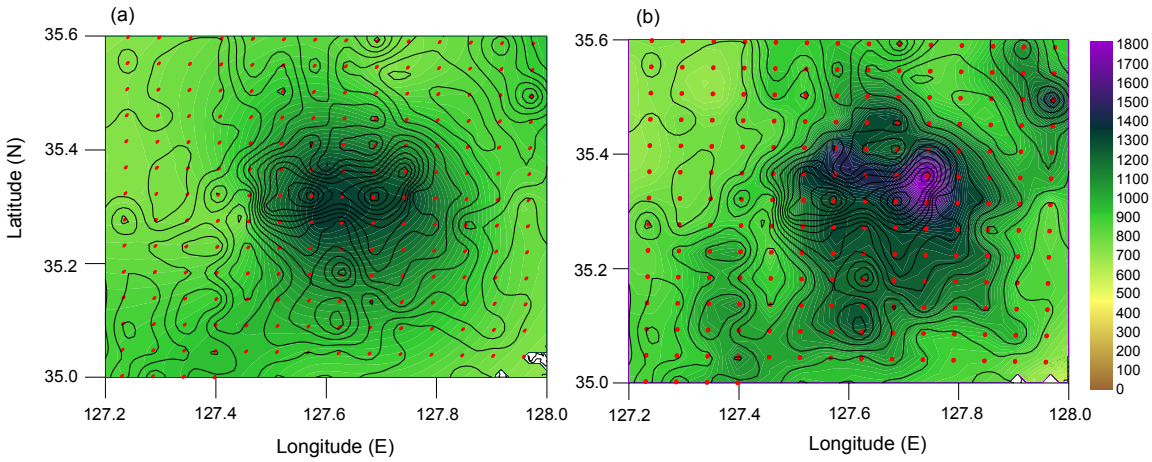

Fig. 8. Spatial distribution of (a) observed and (b) K-PRISM estimated precipitation in August 2002. Contour line and shading denote elevation and precipitation around Jiri mountain, respectively. Contour is 100 m.

의 모습을 잘 나타내고 있다. 또한 지리산의 남서쪽 사면보다는 북동쪽 사면에서 더 많은 강수량 분포를 보여 강수그늘효과 (rain shadow effect)를 잘 보여준다.

4. K-PRISM 추정 강수량의 검증

제 3절에 설명한 방법에 기초하여 K-PRISM에 의해 추정한 강수량의 추정오차를 조사하였다. 추정 강수량의 검증은 다음과 같은 편이 (bias) 와 평균제곱근오차 (RMSE)를 이용하였다.

$$bias = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(P_i - O_i) \tag{4}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}(P_i - O_i)^2} \tag{5}$$

여기서 P와 O는 각각 추정값과 관측값을 나타내며, n은 표본의 총수이다. 추정값의 검증은 모든 관측소에 대해서 각각 차례로 하나씩 해당관측소가 없다고 가정한 후 K-PRISM을 이용하여 관측소가 위치한 격자점의 강수량을 추정한 후 관측값과 비교하는 방식으로 수행하였다. 일종의 교차검증 (cross validation) 방법에 해당한다.

Fig. 9는 2002년 8월에 대해여 관측강수량과 추정강수량의 분포를 남한 지역에 대해서 나타낸 것이다. 관측강수량 분포에 비하여 상세한 공간 분포를 보이며 강수량의 최대값도 더 크게 나타난다. 특히 지리산 부근, 제주도, 강원 산간지역에서 큰 값을 보인다. 추정값은 2.7 mm의 편이를 보이며, RMSE는 약 132.9 mm이다. 이러한 값들은 각각 2002년 8월 평균 강수량의 약 0.5%, 약 23%의 오차를 나타낸다. 한편 추정값과 관측값사이의 상관관계는 상관계수 0.75로 비교적 높게 나타났다.

같은 방식으로 2001년부터 2005년까지의 월별 기후평균적인 오차를 조사하였다 (Table 6). 추정값의 편이는 월별로 차이를 보이는데 6월과 7월에 가장 작은 편이 (약 0.3과 0.3%)를 보이고, 1월에 가장 큰 편이 (약 1.0%)를 보인다. 대체로 여름철 보다는 겨울철에 편이가 크게 나타난다. RMSE의 경우 6월에 19.6%로 가장 작고, 1월 43.9%로 가장 크게 나타났다. 추정값과 관측값사이의 상관계수는 0.73에서 0.84의 범위에서 나타나며 월에 따라 큰 차이를 보이지 않는다. 표본의 수는 관측소의 수이기 때문에 각 월에 보여주는 상관계수의 값은 추정치가 매우 유의하다는 것을 의미한다.

단순내삽법 (예를 들면 Barnes scheme) 은 거리 가중치를 결정하는 단일인자이지만, K-PRISM은 거리, 고도, 지향면 등 지리정보를 활용한다. 따라서 평지의 경우에는 두 방법사이의 차이는 상대적으로 작아지고 고도가 높은 지역 (예를 들면 제주도)에서는 상대적으로 많은 차이를 보일 수 있다. 특히, 고도 등의 지리정보와 관측소 수, 관측소의 고도 등이 비교적 다양하게 분포하는 제주도 지역에서 K-PRISM의 효과는 뚜렷하게 나타난다 (Table 7). Table 7은 Bias, RMSE에서 K-PRISM이 더 우수하다는 것을 나타낸다. 특히 8월

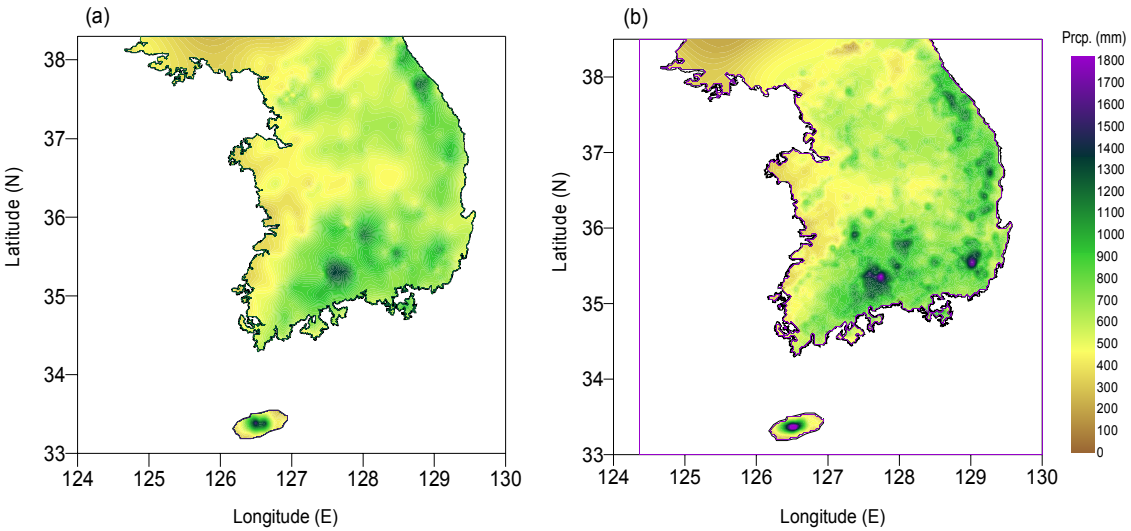

Fig. 9. Spatial distribution of (a) observed and (b) K-PRISM estimated precipitation in August 2002.

Table 6. Monthly climatological mean (CLI) in observation, K-PRISM Bias, RMSE, correlation coefficient (COR) between the observed and the estimated.

	CLI (mm)	Bias (mm)	RMSE (mm)	COR
Jan	30.4	0.3/1.0%	13.3/43.9%	0.73
Feb	42.9	0.2/0.4%	12.9/30.1%	0.78
Mar	46.2	0.2/0.4%	15.1/32.7%	0.80
Apr	109.4	0.4/0.3%	31.4/28.7%	0.74
May	125.7	-0.2/0.2%	32.5/25.9%	0.79
Jun	204.6	0.6/0.3%	40.1/19.6%	0.80
Jul	359.7	1.6/0.4%	73.6/20.5%	0.83
Aug	335.4	2.3/0.7%	83.4/24.9%	0.77
Sep	170.4	0.3/0.2%	49.7/29.2%	0.81
Oct	46.4	0.4/0.8%	17.3/37.3%	0.77
Nov	39.5	0.1/0.4%	13.9/35.1%	0.84
Dec	26.7	0.2/0.8%	11.3/42.4%	0.81

Table 7. A comparison of K-PRISM and Barnes scheme for Bias, RMSE in Jeju-do.

	K-PRISM		Barnes scheme	
	Bias (mm)	RMSE (mm)	Bias (mm)	RMSE (mm)
Jan	-1.4	24.2	3.6	29.5
Feb	-1.5	21.2	3.6	28.6
Mar	-3.0	35.3	5.8	42.9
Apr	-6.7	76.9	13.3	100.4
May	-4.1	104.3	15.4	120.8
Jun	-3.7	48.2	8.5	65.0
Jul	1.6	70.3	12.2	116.8
Aug	-5.8	96.0	21.1	185.6
Sep	-5.2	55.6	7.9	77.6
Oct	1.7	42.8	4.6	39.5
Nov	-0.6	28.9	3.5	35.2
Dec	-0.5	28.3	3.7	34.4

의 경우 K-PRISM이 Barnes 방법보다 89.6 mm (약 50% 감소) 더 개선된 RMSE를 나타냈으며, 대체로 강수량이 많은 여름철에 개선 효과가 크게 나타났다.

5. 결 론

이 연구에서는 미국 오리건 주립대학에서 개발한 PRISM을 기반으로 고도, 거리, 지향면, 해양도를 고려하여 한반도 고해상도 강수량 자료를 추정할 수 있는 K-PRISM 모델을 개발하였다. 개발한 K-PRISM을 2001년 1월부터 2006년 6월까지의 월 강수량 관측자료에 적용하여 5 km 격자 간격의 상세 강수량 자료를 생산하였으며, K-PRISM 모델이 추정한 강수량을 편이, RMSE, 상관계수를 이용하여 검증하였다. K-PRISM은 관측소 해상도의 강수량자료를 입력자료로 사용하여 고해상도 (여기서는 5 km 격자) 강수량 자료를 생산하는 통계적 규모축소법의 한 형태로써 기존의 통계적 규모축소법과 달리 관측소의 해상도보다 더 고 해상도의 자료를 만들어낼 수 있는 매우 유용한 방법이다. K-PRISM이 생산하는 월강수량을 검증한 결과, 편이는 평균값 대비 0.2%에서 1.0% 범위를 보였으며, RMSE는 19.6% (6월)에서 43.9% (1월)의 범위에서 월별로 다르게 나타났다. 대체로 겨울보다는 여름에 월평균값 대비 오차가 적게 나타나는 특성을 보였다. 한편, 추정값과 관측값사이의 상관계수는 0.73에서 0.84로 매우 높게 나타났다.

K-PRISM은 기상 시스템이 산악을 넘어가기 전에 나타나는 산악효과 (topographic effect)나 산악을 넘어간 후의 비그늘 효과 (rain shadow effect) 등이 효율적으로 잘 반영되어 강수량을 추정하는 방법으로 나타났으며, 적어도 월평균시간 규모에서 상세 강수량 분포를 추정할 수 있다. 그러나 향후 몇 가지 개선해야할 부분이 남아 있다. 첫째, 고도에 따른 강수량 증가 효과를 나타내는 계수 $\hat{\beta}_1$의 최고 임계값의 정확성이다. 이 연구에서는 제주도에서의 값을 활용하였으나 다른 지역에서 더 큰 임계값을 보이는지는 아직 정확하게 알려져 있지 않다. 현실적으로 지리산이나 강원 산악지방과 같이 고도가 높은 지역에서 고도에 따라 최소한의 관측소 자료가 확보되어야만 임계값의 정확성이 확보된다. 둘째, 추정하고자 하는 격자점을 중심으로 영향 반경안에 들어 있는 관측소들이 다양한 고도에 걸쳐 분포하지 않을 경우 계수 $\hat{\beta}_1$의 값이 너무 과장되거나 과소평가 될 수 있다. 이러한 정보는 추가적인 관측소를 설치할 경우 최적의 관측소 위치를 결정하는데에도 활용할 수 있다. 셋째, 각각의 가중치를 결정하는 함수를 PRISM에 기반하여 하였기 때문에 한반도에 적합한 가중치 함수를 민감도 실험 등을 통해 결정해야 할 필요가 있다.

K-PRISM은 단순히 고해상도의 기후정보를 생산하는데에 만 활용할 수 있는 것은 아니다. 예를 들면, 기후모델이나 지역기후모델이 모의하는 모델의 격자정보를 이용하여 수치모델의 계통오차를 보정하여 관측지점의 값으로 전환시킨 후 (예를 들면, Oh *et al.*, 2004; Kim *et al.*, 2004; 김맹기, 2005), 이 연구에서 개발한 K-PRISM을 적용하게 되면 모델의 계통오차가 보정된 고해상도 상세 기후정보를 얻을 수 있다. 이 두 방법의 연계는 수치모델자료를 단순 내삽한 상세격자 자료에 비하여 모델의 계통오차를 줄이면서 고해상도의 강수량 자료를 제공할 수 있어서 타 분야의 기후변화 영향평가에 활용도가 높다. 따라서 향 후 고해상도 기후변화 시나리오 생산과 관련하여 역학적 규모축소법 뿐만 아니라 통계적 규모축소법에 관한 연구가 좀 더 이루어져야 할 것이다. 왜냐하면 수치역학모델이 비록 고해상도로 진화한다 하더라도 계통오차는 여전히 존재하기 때문이다.

감사의 글

이 연구는 “디지털 예보자료처리 기술 개발”의 지원과 과학재단에서 지원하는 SRC 기후환경시스템연구센터의 지원에 의해 수행되었습니다.

참고문헌

김맹기, 2005: 한반도 기후변화 시나리오를 위한 통계적 규모축소법의 적용성. *한국기상학회지*, 41권, 2-1호, 217-227.

홍기옥, 서명석, 나득균, 장동호, 김찬수, 김맹기, 2007: GIS와 PRISM을 이용한 고해상도 격자형 기온자료 추정. *대기*, **17**(3), 255-268.

Alter, J. C., 1919: Normal precipitation in Utah. *Mon. Wea. Rev.*, **47**, 633-636.

Basist, A., G. D., Bell and B., Meentemeyer, 1994: Statistical relationships between Topography and precipitation Patterns, *J. Climate*, **7**, 1305-1315.

Barrows, H. K., 1933: Precipitation and runoff and altitude relations for Connecticut River, *Trans. Am. Geophys. Union*, **12**, 396-406.

Daly, C., R. P., Neilson and D. L., Phillips, 1994: A statistical-Topographic Model for Mapping Climatological Precipitation over Mountainous Terrain, *J. Appl. Meteor.*, **33**, 140-158.

_____, W. P., Gibson, D., Hannaway, G. H., Taylor, 2000: Development of New Climate and Plant Adaptation Maps for China. *In: Proc. 12th AMS Conf. Appl. Climatol.*, Asheville, NC, 8-11 May, American Meteological society, 62-65.

_____, G. H., Taylor, W. P., Gibson, T. W., Parzybok, G. L., P., Pasteris, 2001: High-quality spatial climate data sets for the United States and beyond. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, **43**, 1957-1962.

_____, W. P., Gibson, G. H., Taylor, L., Gregory, Johnson and Phillip Pasteris, 2002: A knowledge-based approach to the statistical mapping of climate. *Climate Res.*, **22**, 99-113.

_____, E. H., Helmer, and Q., Maya, 2003: Mapping the Climate of Puerto Rico, Vieques and Culebra, *International journal of climatology*, **23**, 1359-1381.

_____, 2006: Guidelines for assessing the suitability of spatial climate data sets, *International Journal of Climatology*, **26**, 707-721.

Gibson, W. P., Daly, C., G. H., Taylor, 1997: Derivation of facet frids for use with the PRISM model, In: Proc 10th AMS Conf. Appl. Climatol., Reno, NV, October 20-23, American Meteorological Society, 208-209.

Gibson, W., C., Daly, D., Matthew, S., Joseph and G. H., Taylor, 2004: Application of a probabilistic spatial quality control system to daily temperature observations in Oregon. *Proc., 14th AMS Conf. on Applied Climatology*, American Meteorological Society, Seattle, WA, January 13-16, this volume.

Henry, A. J., 1919: Increase of precipitation with altitude. *Mon. Wea. Rev.*, **47**, 33-41

Hibbert, A. R., 1977: Distribution of precipitation on rugged terrain in central Arizona. *Hydrol. Water Resour.* Ariz. Southwest, **7**, 163-173.

Hutchinson, P., 1968: An analysis of the effect of topography on rainfall in the Taieri Catchment area, Otago. *Earth Sci. J.*, **2**, 51-68.

Kim, J. W., Chang J. T., Barker N. L., Wilks D. S., Gates W. L. 1984: The statistical problem of climate inversion: Determination of the relationship between local and large-scale climate. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2069-2077

Kim, M.-K., I.-S. Kang, C.-K. Park, and K.-M. Kim, 2004: Superensemble prediction of regional precipitation over Korea. *International Journal of Climatology*, **24**(6), 777-790.

Kittel, T. G. F., J. A. Royle, C. Daly, N. A. Rosenbloom, W. P. Gibson, H. H. Fisher, D. S. Schimel, L. M. Berliner, and VEMAP participants, 1997: A Gridded Historical (1895-1993) Bioclimate Dataset for the Conterminous United States. *Proceedings of the 10th Conference on Applied Climatology*, American Meteorological Society, Boston, Massachusetts, 219-222.

Matthew Doggett, Christopher Daly, Joseph Smith, Wayne Gibson, George Taylor, Greg Johnson and Phillips Pasteris, 2004: High resolution 1971-2000 Mean monthly temperature maps for the western United States, *Proc., 14th AMS Conf. on Applied Climatology*, American Meteorological Society, Seattle, WA, January 13-16, this volume.

Oh, J-H , T. Kim, M-K Kim, S-H Lee, S-K Min and W-T Kwon, 2004: Regional climate simulation for Korea using dynamic downscaling and statistical adjustment. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **82**(6), 1629-1643.

Schermerhorn, V. P., 1967: Relations between topography and annual precipitation in western Oregon And Washington. *Water Resour. Res.,* **3**, 707-711.

Schwarb, M., C., Daly, C., Frei, C., Schar, 2001: Mean seasonal precipitation throughout the European Alps, 1971-1990. Hydrologic Atlas of Switzerland, National Hydrologic Service, Bern.

Smith, R. B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Advances in Geophysics*, Academic Press, **21**, 87-230.

Spreen. W. C., 1947: A determination of the effect of topography upon precipitation. *Trans. Am. Geophys. Union*, **28**, 285-290.

Vuglinski, V. S., 1972: Methods for the study of laws for the distribution of precipitation in medium-high mountains(illustrated by the Vitim River basin). *Distribution of Precipitation in Mountainous Areas*, WMO Pub. **326**(2), World Meteorological Organization, Geneva, 212-221.