

## 한반도 남부 지진의 지역 규모식

홍태경\* · 박창업\* · 신진수\*\*

\*서울대학교 지구환경과학부 · \*\*한국자원연구소

### 요약

한반도 남부 지진에 대한 지역규모식의 거리수정항을 진원거리의 소구간내 자료에 대한 최소자승역산과 소구간 사이에서의 보간법을 사용하여 결정하였다. 한반도 남부와 그 인근에서 발생한 107개 지진으로부터 10 km에서 480 km 내에 위치한 1054개 관측소의 단주기 속도기록 자료를 이용하였다. 지역규모 결정에 필요한 우드-앤더슨(Wood-Anderson) 모사변위 지진기록은 정적증폭비율 2080, 감쇠상수 0.7, 고유주기 0.8초의 수정된 응답모델을 적용하여 구해졌다. 거리수정 요소 관계식은 지진자료를 진원거리 분포에 따라 소구간으로 분류한 후, 각 구간에서 최소자승역산을 수행하는 방법으로 구해졌다. 각 구간에서 얻어진 중간 결과의 평균값으로 구간의 대표값을 설정하고 구간 사이에서는 보간법을 적용하여 최종 결과를 도출하였다. 한반도 남부에서 거리수정항  $-\log A_0$ 의 진원거리  $r$  (km)에 따른 변화는  $-\log A_0 = 1.137 \log(r/17) + 0.001159(r-17) + 2.0$ 로 평가되었다. 이 결과는 미국의 남부 캘리포니아 지역의 감쇠율보다는 낮고 미국 동부지역보다는 높은 값이다.

**주요어:** 한반도 남부, 우드-앤더슨 응답, 거리수정항, 지역규모

**Hong, T.G., Baag, C.E. and Shin, J.S., 2000, The  $M_L$  scale in southern Korea. Journal of the Geological Society of Korea. v. 36, no. 4, p. 545-558**

**ABSTRACT:** The distance correction term of the local magnitude scale was estimated for earthquakes in southern Korea using the linear least-squares inversion of the data in each hypocentral distance interval and the interpolation scheme for parameters between the intervals. Total 1054 short-period velocity seismograms from 107 local events recorded at hypocentral distances ranging from 10 to 480 km were used in this study. Simulated Wood-Anderson amplitudes were obtained from velocity seismograms with use of revised Wood-Anderson instrument response with static magnification 2080, damping factor 0.7, and natural period 0.8 sec. The estimated distance correction term for southern Korea is found to be  $-\log A_0 = 1.137 \log(r/17) + 0.001159(r-17) + 2.0$ , where  $r$  is hypocentral distance in kilometers. The attenuation rate of this distance correction term falls between those of southern California and eastern North America.

**Key words:** Southern Korea, Wood-Anderson response, Distance correction, Local Magnitude

(Hong, T.G., Baag, C.E., School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University, Seoul 151-742; Shin, G.S., Korea Institute of Geology, Mining and Materials, Taejon 305-343, Korea)

### 1. 서 론

Richter의 연구(Richter, 1935, 1958) 이후로, 지진의 지역규모는 보편적으로 이용되어 왔다. 이와 같이 그 지역의 지진규모를 결정하는 데는 지진기록의 진폭에 근거를 둔 지역규모 식의 설정이 필요하다. 같은 크기의 지진에 대해 지진기

록의 진폭이 지역에 따라 다르게 기록되므로, 지역규모 식은 각 지역에 따라서 다르게 결정된다. 현재까지 한반도에서는 지역규모 식이 설정되지 않은 상태이므로, 각 지진의 지역규모 값이 발표기관에 따라서 차이가 난다. 기상청에서 공식적으로 발표하는 각 지진의 규모는 지진기록의 지속시간에 의존하는 지속규모로 결정한다(김우규 외),

1998). 한국자원연구소는 관측망을 통해 획득한 자료를 이용하여 지역규모를 결정하고, 이를 연례보고서를 통하여 발표한다. 즉 단주기 속도기록 중 수직성분만을 이용한 경험식을 통해 지역 규모가 결정이 된다. 이 경험식은 관측소의 위치와 지형적 특성을 고려하는 관측점 보정요소(station correction factor)를 포함하지 않는다. 이 경험식은 다른 지역의 연구결과와 수치적으로 비교하는데에도 어려움이 있다. 그리므로 Richter의 본래의 제안(Richter, 1958)에 따른 안정된 규모식을 설정하는 것이 중요하다.

이 연구에서는 지진파의 기하학적 확산과 감쇠를 포함하는 거리 수정항을 결정하기 위해, 선형 최소자승 역산법과 보간법을 함께 사용하였다. 진원 거리에 따른 자료의 분포를 고려하여 전체 진원 거리구역을 작은 여러개의 소구역으로 나눈다. 이 때 각각의 소구역은 인접한 소구역과 일부 겹치도록 하였다. 각각의 소구역에서 기하학적 확산 매개변수, 감쇠계수, 거리수정요소, 관측점 보정요소, 및 지역규모를 선형 최소자승 역산법(Hutton and Boore, 1987; Langston *et al.*, 1998)을 통해서 동시에 결정하였고 전체 진원거리 구역을 대표하는 거리수정항 각각의 소구역에서 구해진 거리수정항을 보간법으로 결정하였다. 사용된 자료는 1995년 12월부터 1998년 10월까지 한국자원연구소 관측망에서 기록된 1054개의 단주기 3성분 속도기록이다.

## 2. 지역규모식의 거리수정항

Richter (1935, 1958)에 의해 남부 캘리포니아에서의 지역 규모( $M_L$ )가 정의되어진 이후로, 세계 여러 지역에서 지진의 지역 규모식을 다양하게 설정하여 사용해 왔다(Hutton & Boore, 1987; Bakun & Joyner, 1984; Chavez & Priestley, 1985; Greenhalgh & Singh, 1986; Kim, 1998; Langston *et al.*, 1998). Richter의 지역규모 관계식에서 거리 수정항  $A_0$ 는 다음 식의 형태로 결정되었다.

$$A_0 = C \frac{e^{-r\gamma}}{r^\eta} \quad (1)$$

이 때,  $\gamma$ 는 물성 감쇠 계수(material attenuation coefficient)이고  $\eta$ 는 기하학적 확산 계수(geometrical spreading coefficient)이다.  $r$ 은 진원거리이며,  $C$ 는 상수이다.

Richter 규모식 이후 Hutton and Boore (1987)는 남부 캘리포니아에서의 거리 수정항을 결정하는데 있어 회귀법(regression scheme)을 이용하였다. Hutton과 Boore는 Richter의 정의를 만족하는 거리수정항( $-\log A_0$ )을 결정하기 위하여 우드-앤더슨(Wood-Anderson) 지진계에서의 최대진폭 감쇠를 다음과 같이 수정된 형태로 제안하였다.

$$-\log A_0 = n \log \left( \frac{r}{100} \right) + K(r - 100) + 3.0 \quad (2)$$

여기서  $n$ 과  $K$ 는 S파의 기하학적 확산과 감쇠에 대한 상수이다. 또한 Hutton & Boore (1987)은 Richter의 100 Km를 기준으로 한 거리 수정항의 정의를 17 Km를 기준으로 바꿀 것을 제안했다. 이는 연구 대상 지역의 감쇠도가 100 km 이내에서 바뀔 수 있기 때문이다. Boore (1989)는 Hutton and Boore (1987)의 제안을 이용하여 수정된 거리 수정항을 다음과 같이 정의하였다.

$$-\log A_0 = n \log \left( \frac{r}{17} \right) + K(r - 17) + 2.0 \quad (3)$$

수정된 거리 수정항은 규모 3.0의 지진의 경우 진원 거리 17 km 떨어진 곳의 최대 진폭이 10 mm 임을 나타낸다. 이 수정된 거리 수정항은 Langston *et al.* (1998)의 아프리카 탄자니아의 지역 규모 연구에 이용되었다. Langston *et al.* (1998)은 선형 최소 자승 역산법을 이용하여 거리 수정항과 관측소 보정 요소를 지역 규모값이 수렴할 때까지 반복적으로 계산하였다. 이러한 접근 방법은 많은 양의 지진 자료가 분석에 이용될 때 유용한 방법이다.

거리 수정항을 결정하기 위한 또 다른 접근 방법은 보간법(interpolation scheme)을 이용하는 것이다(Kim, 1998; Savage and Anderson, 1995). Kim (1998)과 Savage and Anderson (1995)은

연구대상인 전체 범위를 서로 범위가 겹쳐지지 않도록 몇 개의 소범위 단위로 나누어, 각각의 소범위 별로 거리 수정항, 지역규모  $M_L$ 과 관측소 보정요소를 다음과 같은 변환식을 이용하여 동시에 결정하였다.

$$a_i \log A_0(\Delta_i) + b_i M_j - s_k S_k = \log A_{jk}(\Delta) \quad (4)$$

여기서  $\Delta$ 는 진앙거리이며,  $M_j$ 는  $j$ 번째 지진의 규모이다. 그리고,  $\log A_0(\Delta_i)$ 는 거리  $\Delta_i$ 에서의 거리수정값이고,  $S_k$ 는  $k$ 번째 관측소의 관측소 보정요소이다.  $a, b, s$ 는  $i, j, k$ 의 값에 따라 변화하는 계수이다. Kim (1998)은 각각의 소범위에서 결정된 거리 수정 요소를 보간법을 이용하여 전체 범위의 거리 수정 요소를 결정하였다. 하지만, 이러한 접근 방법은 전 범위에 걸쳐 자료가 고르게 분포되어 있고 많은 수의 관측소가 각각의 지진 기록에 이용되었을 경우에만 적용할 수 있다.

우드-앤더슨 지진계는 최근 새로이 설치되거나 운용되는 일이 거의 없기 때문에 실제 다른 종류의 지진계 기록을 우드-앤더슨 지진기록으로 변환하여 지역 규모를 결정하는데 이용한다(Langston *et al.*, 1998; Uhrhammer *et al.*, 1996; Kim, 1998; Savage and Anderson, 1995). Uhrhammer and Collins (1990)는 Berkeley Digital Seismograph Network (BDSN)에서 운용되는 광대역 지진계를 이용하여 우드-앤더슨 지진계의 응답을 분석하여 지진기록을 우드-앤더슨 지진기록으로 변환 할 때 지진응답 파라미터인 정적증폭 계수( $G_s$ ), 고유 주기( $T_s$ ), 감쇠율( $d_s$ )을 이전에 알려진 2800, 0.8초, 0.8 보다는 각각 2080, 0.8초, 0.7를 사용할 것을 제안하였고, 본 연구에서는 후자의 것을 사용하였다.

### 3. 지진기록 자료

1999년 12월 현재, 한국자원연구소는 2개의 광대역 지진관측소와 17개의 단주기 지진관측소를 운영하고 있다. 이 중 9개 관측소는 한반도 남부에 위치한 경상분지내에 설치되어 있다. 하지만, 단주기 지진 관측소 중 5개는 1998년 12월 이후

로 설치가 되었으며, 포천(PCH)에 설치된 단주기 지진관측소는 양질의 자료수집이 이루어지지 않고 있다. 그래서, 이 연구에서는 한반도 남부에 설치된 11개의 단주기 지진관측소(그림 1)로부터 수집된 지진자료를 이용하였다. 그림 2는 이 연구에 이용된 1995년 12월부터 1998년 10월까지 발생한 107개 지진의 분포도이다. 107개의 지진은 이 기간 중 기간에 발생한 전체지진이 아니며, 동시에 3개이상의 관측소에서 기록된 지진종에서 선별한 결과이다. 총 1054개의 3성분 단주기 속도 기록이 107개의 지진으로부터 기록되었고, 이들의 진원거리는 10 km에서 480 km 사이에 분포되어 있다. 여기에서 진앙위치와 진원깊이는 자원연구소 연례보고서에 발표된 값을 이용하였다(자원연구소, 1995, 1996, 1997). 그림 3은 이용된 지진 자료의 진원 거리에 따른 분포도이다. 전 범위(10~480 km)에 걸쳐 지진 기록 자료가 분포되어 있지만, 89퍼센트의 자료가 진원 거리 200 km이내에 편중되어 분포되어 있다.

지진 기록에 이용된 지진계의 유형은 JC-V100, JC-V200, PMK-110 단주기 지진계이며, 초당 100회의 지반 속도 기록이 이루어지도록 되어 있다. 수집된 지진기록은 Uhrhammer and Collins (1990)의 수정된 우드-앤더슨 응답 계수( $G_s=2080, T_s=0.8, d_s=0.7$ )를 이용하여 모두 우드-앤더슨 변위 기록으로 변환되어 지역규모 결정에 사용되었다.

### 4. 분석

지역규모( $M_L$ )는 Richter (1935, 1958)에 의해 다음 식과 같이 정의되었다.

$$M_L = \log A - \log A_0 + S_i \quad (5)$$

여기서  $A$ 는 관측된 수평성분 우드-앤더슨 최대변위값이고,  $A_0$ 는 기하학적 확산과 거리에 따른 감쇠를 고려한 기준변위이다.  $S_i$ 는 관측점 보정 요소(station correction factor)로서 각 관측소 성분마다 따로 정해지도록 되어 있고  $i$ 는 EW 혹은 NS 성분을 가리킨다. 진원거리 100 km를 기준으로 한 거리수정항  $-\log A_0$ 는 식 (2)와 같으

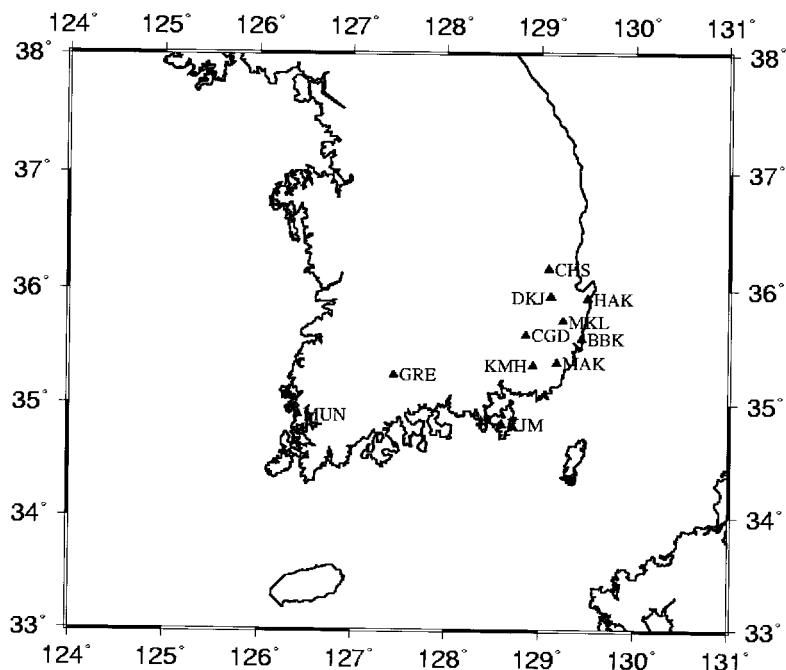


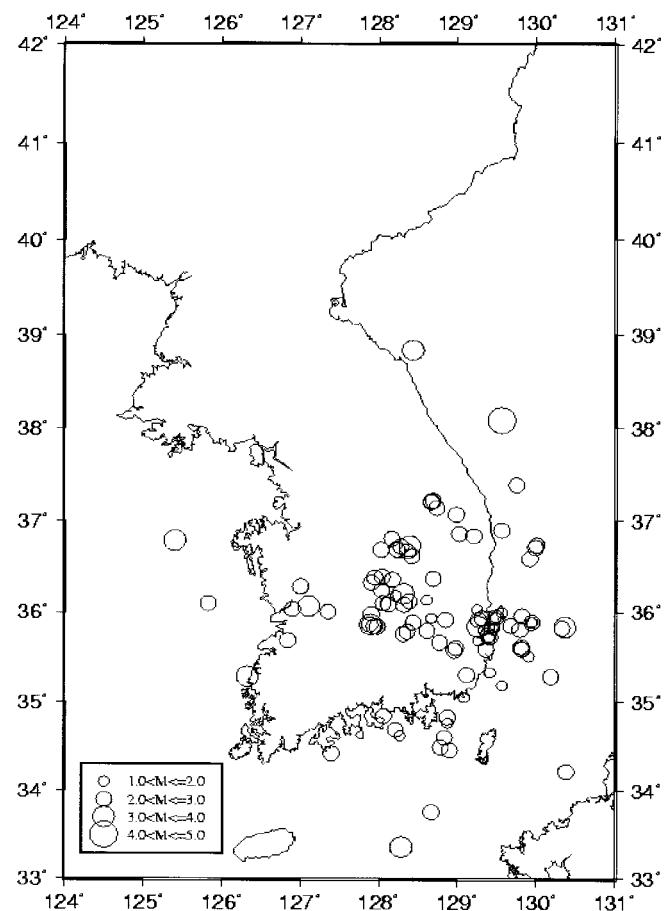
Fig. 1. Locations of 11 stations of KIGAM Seismic Network. Total 1054 seismograms are collected from the stations.

며 17 km를 기준으로 한 거리수정항은 앞의 식(3)과 같이 주어진다. 이 식들에서 지역에 따라 지반을 구성하는 물성이 달라지므로  $n$ 과  $K$ 값이 지역에 따라 변화하게 되고, 거리수정항 ( $-\log A_0$ )도 지역에 따라 달라지게 된다.

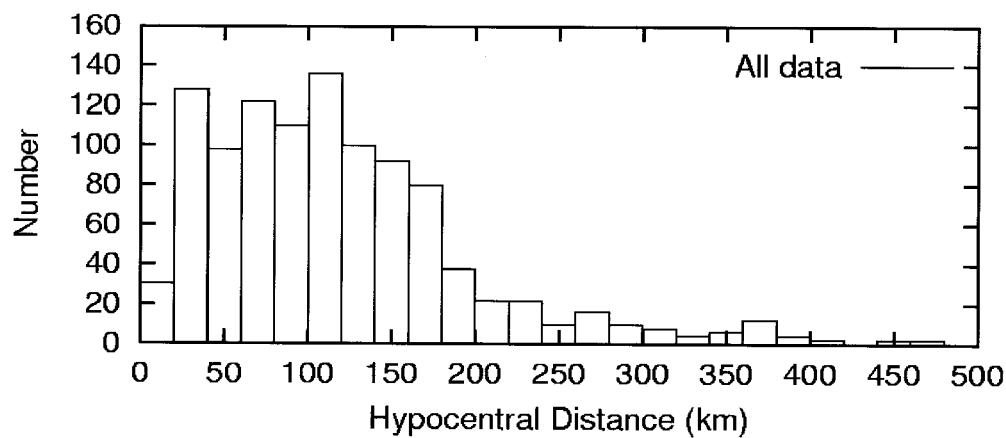
거리수정항 계산을 위한 최소자승 역산법 (Langston *et al.*, 1998)은 대부분의 자료가 특정 범위에 편재되어 있을 경우 오류를 포함한 결과를 낼 수 있다. 거리 수정항은 대상 범위의 평균적인 감쇠 효과를 반영하므로, 본 연구에 이용되는 편재된 자료로서는 연구대상 전체범위를 대표할 거리 수정요소를 최소 자승 역산법만으로는 구할 수 없다. 거리 수정요소를 결정하는데 이용되는 또 다른 방법인 보간법(Kim, 1998; Savage and Anderson, 1995)은 각각의 소구역에 포함된 자료들이 충분히 분포되어 있을 때 적용될 수 있는 방법이므로, 보간법만을 적용하는 것은 합리적이지 못하다. 이 연구에서 사용되는 현재까지 축적된 지진기록자료가 전체 대상범위의 거리

에 걸쳐 자료가 균등하게 분포되어 있지 않으므로, 전체 연구대상 범위를 대표하는 거리수정항을 결정하기 위하여 보간법을 응용한 최소자승 역산법을 사용하였다. 전체 대상범위를 자료의 분포를 고려하여 여러 소범위로 구분하고 각 소범위별로 최소자승 역산법을 이용하여 거리수정항을 결정한 후, 보간법을 통해 전체범위를 대표하는 거리수정항을 정하게 된다. 이때 Kim (1998)과 Savage and Anderson (1995)의 방법과는 달리 각각의 소범위는 앞뒤의 소범위와 일정 거리의 범위씩 겹치지도록 하였다. 이는 근거리에 편재된 자료를 여러 소범위에 포함시키기 위해서이다. 최소자승 역산법에 이용되는 관계식은 기준거리에 따라 식(2)과 (5)이거나 또는 식(3)과 (5)이다. 역산에 필요한 합성 방정식은 다음 식과 같다.

$$\begin{aligned} \log A_j + 3.0 &= \\ -n \log \left( \frac{r_j}{100} \right) - K(r_j - 100) + M_L - S_j & (6) \end{aligned}$$



**Fig. 2.** Epicentral distribution of earthquakes recorded in the period from December 1995 to October 1998. Seismograms of total 107 events are used in the study.



**Fig. 3.** Hypocentral distance distribution of data obtained from 11 stations in Fig. 1.

혹은

$$\begin{aligned} \log A_j + 2.0 &= -n \log \left( \frac{r_j}{17} \right) - K(r_j - 17) + M_L - S_j \\ &- n \log \left( \frac{r_j}{17} \right) - K(r_j - 17) + M_L - S_j \end{aligned} \quad (7)$$

여기서  $j$ 는 자료의 순서를 나타낸다.

식 (6)과 (7)은 모두 역산에 적용되는 방식이 일치하므로, 식 (6)을 이용하는 방법을 중심으로 역산과정을 설명하기로 한다. 식 (6)은 행렬형태로 표현이 가능하며, 그 모양은 다음과 같다.

$$\mathbf{y} = \mathbf{Bm} \quad (8)$$

여기서  $\mathbf{y}$ 는 최대변위를 나타내는  $q \times 1$  행렬이고,  $\mathbf{B}$ 는  $q \times p$  Jacobian 행렬이며,  $\mathbf{m}$ 은  $p \times 1$  행렬이다. 역산을 통해 행렬  $\mathbf{m}$ 의 원소를 결정한다. 행렬  $\mathbf{y}$ 의 총 행수인  $q$ 는 "전체 자료수( $N_{data}$ )+1"에 해당한다. 행렬방정식이 해를 가지도록 미화정 경우(underdetermined case)를 피하기 위하여 제한방정식(constraint equation) 하나를 포함하게 된다. 행렬  $\mathbf{m}$ 의 총 행수인  $p$ 는  $n, K, M_L, S_i$ 와 같은 미지수의 수와 일치한다. 연구에 이용되는 자료들이 11개 지점의 지진관측소에서 기록된 자료이므로, 전체  $S_i$ 의 수는 이용된 관측소 수의 두 배인 22개이다. 미지수  $M_L$ 은 전체 이용된 지진의 수( $I$ )만큼 존재한다. 그러므로  $p$ 값은  $2+I+11 \times 2=24+I$ 에 해당하게 된다. 행렬  $\mathbf{y}$ 는 다음과 같이 주어진다.

$$\mathbf{y} = \begin{bmatrix} \log A_{11E} + 3.0 \\ \log A_{11N} + 3.0 \\ \log A_{12E} + 3.0 \\ \log A_{12N} + 3.0 \\ \vdots \\ \log A_{ijE} + 3.0 \\ \log A_{ijN} + 3.0 \\ \vdots \\ \log A_{ijE} + 3.0 \\ \log A_{ijN} + 3.0 \\ \vdots \\ \log A_{jjE} + 3.0 \\ \log A_{jjN} + 3.0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (9)$$

여기서  $A_{ij}$ 는  $j$ 번째 관측소의  $i$ 번째 수평성분에

서 기록된 최대 변위값을 의미하고, 수평성분  $i$ 는  $E$ 와  $N$ 으로 표시된다.  $i$ 는 연구에 이용된 전체 지진의 수이고,  $j_k$ 는  $k$ 번째 지진을 기록한 관측소 수를 나타낸다. 행렬  $\mathbf{B}$ 는 다음과 같이 여러 개의 소행렬로 구분하여 표시할 수 있다.

$$\mathbf{B} = \begin{bmatrix} D_1 & M_1 & S_1 \\ D_2 & M_2 & S_2 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ D_i & M_i & S_i \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ D_I & M_I & S_I \\ 0_D & 0_M & I_S \end{bmatrix} \quad (10)$$

여기서  $\mathbf{M}$ 은 지역 규모값으로 구성된  $I \times I$  행렬이고,  $\mathbf{S}$ 는 관측소 보정 요소로 구성된  $I \times 2J$  행렬이다. 행렬  $D_i$ 는  $i$ 번째 지진에 대한 기하학적 확산과 감쇠항목을 나타내며 다음과 같이 표현된다.

$$D_i = \begin{bmatrix} -\log(r_{11E}/100), & -(r_{11E}-100) \\ -\log(r_{11N}/100), & -(r_{11N}-100) \\ -\log(r_{12E}/100), & -(r_{12E}-100) \\ -\log(r_{12N}/100), & -(r_{12N}-100) \\ \vdots & \vdots \\ -\log(r_{ijE}/100), & -(r_{ijE}-100) \\ -\log(r_{ijN}/100), & -(r_{ijN}-100) \\ \vdots & \vdots \\ -\log(r_{jjE}/100), & -(r_{jjE}-100) \\ -\log(r_{jjN}/100), & -(r_{jjN}-100) \end{bmatrix} \quad (11)$$

여기서  $j$ 는  $i$ 번째 지진을 기록한  $j$ 번째 관측소를 의미한다. 행렬  $\mathbf{M}_i$ 의  $i$ 번째 열을 제외한 다른 원소들은 모두 '0'이 된다.

$$\mathbf{M}_i = \begin{bmatrix} 0 & 0 & \cdots & 0 & 1 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & 0 & \cdots & 0 & 1 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & 0 & \cdots & 0 & 1 & 0 & \cdots & 0 \\ \vdots & & & & & & & \\ 0 & 0 & \cdots & 0 & 1 & 0 & \cdots & 0 \end{bmatrix} \quad (12)$$

행렬  $\mathbf{S}_i$ 는 전체 관측소 중 특정 관측소의 이용유무에 따라 0과 -1로 구성된다. 즉  $i$ 번째 지진이  $j$ 번째 관측소에 기록된 경우,  $(i, 2j-1)$ 과  $(i, 2j)$ 에 서의 원소는 -1이 된다. 식 (10)에서 행렬  $0_D, I_S$ 는 행 벡터이고, 원소는 다음과 같이 구성된다.

$$\begin{aligned}\mathbf{0}_D &= [0, 0] \quad (1 \times 2) \\ \mathbf{O}_M &= [0, 0, \dots, 0] \quad (1 \times I) \\ \mathbf{I}_S &= [1, 1, \dots, 1] \quad (1 \times 22)\end{aligned}\quad (13)$$

마지막으로, 식 (8)의 행렬  $\mathbf{m}$ 은 다음과 같은 미지수들로 구성된다.

$$\mathbf{m} = \begin{bmatrix} n \\ K \\ M_1 \\ M_2 \\ \vdots \\ M_I \\ S_{1E} \\ S_{1N} \\ S_{2E} \\ S_{2N} \\ \vdots \\ S_{JE} \\ S_{JN} \end{bmatrix} \quad (14)$$

여기서  $n, K$ 는 기하학적 확산과 감쇠를 나타내는 계수이고,  $I$ 는 전체 이용된 지진의 수이고,  $J$ 는 이용된 총 관측소 수이고,  $M_i$ 는  $i$ 번째 지진의 지역 규모값을 나타낸다.

식 (7) 또한 행렬 형태로 표시가 가능하며 (6)과 (7)중 어떠한 식을 이용할 지는 기준거리를 어떻게 정하는지에 달려 있다. 기준 거리를 무엇으로 정하든지 선형 최소 자승 역산법에 의해 계산되는  $n, K, S_j$ 값은 일치하게 계산되나, 지역 규모값은 달라지게 된다. 이는 17 km 기준 거리 수정 요소와 100 km 거리 수정 요소가 서로 수평 이동한 관계임으로 인해 나타나는 현상이다.

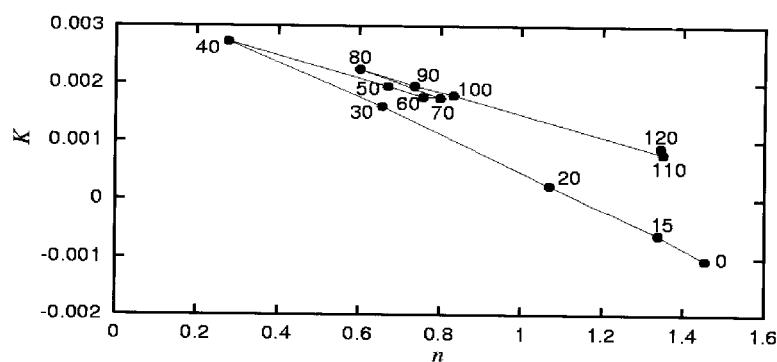
## 5. 거리 수정항 산출

지진의 지역규모 식을 결정 할 때 100 km 기준식(식 6)이나 17 km 기준식(식 7) 어떠한 것을 사용하여도 역산결과로 나오는  $n, K$  와 관측소 보정요소  $S_j$ 는 주어진 범위에 대하여 일치한다. 하지만 지역 규모값에서 차이를 보이는데, 17 km 기준식을 사용한 경우 100 km 기준식을 적용한 경우보다 작은 값을 가지게 된다. 남부 캘리포니아 지역을 기준으로 한 Richter의 100 km 기준

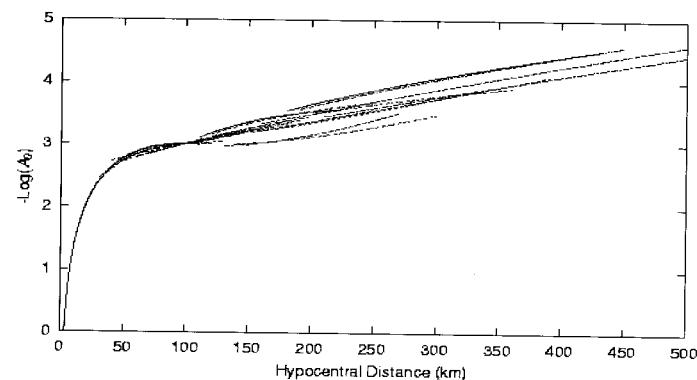
식을 다른 지역에 적용할 경우 100 km 이내에서 비균질성에 의한 변위의 가감을 고려할 수 없기 때문에 17 km 기준식이 100 km 기준식에 연구 대상 지역의 지질학적인 특성을 잘 반영할 수 있다. 여기에서는 17 km 기준식을 이용하여 거리 수정요소를 결정하였다.

거리수정 요소를 구성하는  $n, K$ 는 대상 범위가 달라짐에 따라 그림 4와 같이 변화한다. 이 그림의 각 점에 적혀진 숫자는 대상범위의 시작 점 위치를 나타낸다. 이 그림에 나타난 변화현상의 이유는  $n, K$  값이 대상 구간의 평균적 감쇠를 나타내기 때문이다. 또한 거리가 증가할수록  $Lg$ 파가  $S$ 파보다 큰 변위를 가지게 되어,  $Lg$ 파 최대 변위를 사용하는 오류가 포함되게 된다. 이러한 현상으로 이내, Chavez and Priestley (1985)는 전체 연구 대상 범위를 전망거리 90 km 이내의 가까운 범위( $0 \leq \Delta \leq 90 \text{ km}$ )와 그 이상( $90 \leq \Delta \leq 600 \text{ km}$ )의 먼 범위로 나누어 달리  $n, K$  값을 정의하였다. 하지만 이와 같이 진원 거리에 따라 다른 거리 수정 요소를 적용하는 경우, 진원 거리가 다양한 지진 자료로부터 통일된 지진 규모를 유추하는데 어려움을 가지게 된다. 그러므로 전체 연구 대상 범위를 대표하는 거리 수정 요소를 결정하여야 한다. 하지만, 연구에 이용되는 자료의 수가 Langston *et al.* (1998)의 탄자니아 지역 연구에 이용된 자료의 수보다 적을 뿐 아니라, 그림 3과 같이 근거리에 국한된 자료 분포를 보이고 있다. 그림 4에서 보듯이  $0 < r < 480 \text{ km}$  범위의  $n, K$ 와  $15 \leq r < 480 \text{ km}$  범위의  $n, K$ 는 비합리적인 값을 보인다. 이러한 현상은 근거리에서는 진원요소와 국부적인 비균질성의 영향에 민감하게 반응하기 때문이다. 따라서 자료가 특정 범위에 밀집한 경우, 전 연구 대상 범위를 대상으로 한번의 역산으로는 전 범위를 대표하는 안정한 거리 수정 요소와 관측소 수정 요소를 구할 수 없다.

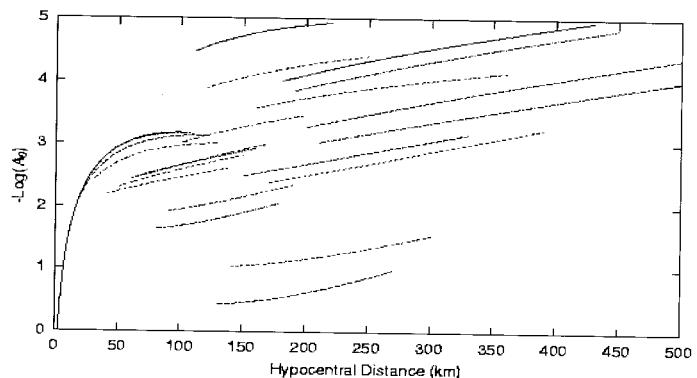
이러한 문제점을 해결하고 합리적인  $n, K$  값을 정하기 위해, 전체연구 대상 범위를 작은 소 범위로 구분하여 보간법을 선형 최소 자승 역산법과 함께 사용하였다. 보간법은 거리 수정 요소 결정에 있어서 지역적 불균질성에 기인하는 영향



**Fig. 4.** Variations of computed  $n$  and  $K$  values with the hypocentral distance ranges. The numbers assigned to solid dots indicate the distance from the starting point of the distance range to 480 km. For example, 15, 50 and 120 represent the distance range from 15, 50 and 120, respectively, to 480.



(a)



(b)

**Fig. 5.** Interim results of distance correction term ( $-\log A_0$ ) obtained in each discrete interval of distance. (a) Distance correction curves of sub-ranges in the 100 km normalization scheme (Equation 2 in the text), (b) Distance correction in the 17 km normalization scheme (Equation 3 in the text).

**Table 1.** Parameters of distance correction terms of various regions.

Region	$N_{amp}$	$N_{eq}$	Distance correction term	Range
E.N.A.*	420	38	$-\log A_0 = 1.55 \log(\Delta) - 0.22$	$100 < \Delta \leq 800 \text{ km}$
S.C.†	7,355	814	$-\log A_0 = 1.110 \log(r/100) + 0.00189(r-100) + 3.0$	$10 \leq r \leq 700 \text{ km}$
Tan.‡	24,710	1,189	$-\log A_0 = 0.776 \log(r/17) + 0.000902(r-17) + 2.0$	$0 \leq r \leq 1100 \text{ km}$
G.B.★	479	88	$-\log A_0 = [1.00 \log(r/100) + 0.0069(r-100) + 3.0]$ $[0.83 \log(r/100) + 0.0026(r-100) + 3.0]$	$0 \leq \Delta \leq 90 \text{ km}$ $90 \leq \Delta \leq 600 \text{ km}$
C.C.◎	-	106	$-\log A_0 = 1.000 \log(r/100) + 0.00301(r-100) + 3.0$	$0 \leq \Delta \leq 400 \text{ km}$
W.A.◇	439	439	$-\log A_0 = 1.10 \log(\Delta/100) + 0.0013(\Delta-100) + 3.03$	$40 \leq \Delta \leq 500 \text{ km}$

\* E.N.A. : Eastern North America (Kim, 1998)

† S.C. : Southern California (Hutton & Boore, 1987)

‡ Tan. : Tanzania, East Africa (Langston *et al.*, 1998)

★ G.B. : Great Basin, Western United States (Chavez & Priestley, 1985)

◎ C.C. : Central California (Bakun & Joyner, 1984)

◇ W.A. : Western Australia (Greenhalgh & Singh, 1986)

§  $N_{amp}$  : Number of amplitude data used

¶  $N_{eq}$  : Number of earthquakes used

△ : Epicentral distance in km

γ : Hypocentral distance in km ( $r = \sqrt{\Delta^2 + h^2}$ ; depth )

을 줄일 수 있다. 각각의 소범위들은 앞뒤의 다른 소범위들과 부분적으로 겹쳐지도록 설정하여 자료들이 반복적으로 여러개의 소범위에 포함되도록 한다. 전 소범위에 대해  $n$ ,  $K$ ,  $S_j$ ,  $M_L$ 을 역산으로 구한 후, 전체 범위에 걸쳐 구해진 거리 수정 요소를 보간하였다. 소범위별로 계산된 관측소 수정 요소는 전범위에 걸쳐 거의 일치하게 계산되므로 보간법을 거리 수정 요소에 직접 적용하였다. 즉 주어진 거리  $r$ 은 여러개의 소구간에 다중으로 포함이 되고, 이 거리에서의 거리 수정요소는 이들 소구간에 해당하는 거리 수정요소를 사용된 자료수에 비중을 두어 평균하여 계산한다.

전체 자료의 89%의 자료가 진원거리 200 km내에 존재한다. 그러므로, 각각의 소범위의 구간을 진원거리에 비례하여 구간을 설정하였다. 전체 연구대상범위를 22개의 소범위로 구분하고, 각각의 소범위는 앞 뒤 소범위의 영향을 고려하기 위하여 부분적으로 중복되도록 하였다. 자료가 밀

집되어 있는 근거리에서는 범위의 크기를 100 km로 일정하게 유지하고, 원거리 범위에서는 110 km, 130 km, 140 km, 160 km, 180 km, 200 km, 220 km, 250 km, 260 km, 300 km로 점차 증가시켰다. 원거리(200 km이상)에 분포된 자료의 수는 전체의 11 퍼센트로 구간의 크기(200~480 km)에 비해 자료의 수가 적지만, 이 구간에 속하는 소범위의 거리수정요소는 보간법을 이용하여 전체 거리수정요소를 결정하는데 중요한 역할을 한다. 그러므로, 각 소범위의 구간 설정이 중요하다.

그림 5는 각 소범위별로 100 km 기준식과 17 km 기준식으로 구해진 거리 수정 요소를 나타낸다. 비록 17 km 기준식이 100 km 기준식에 비해 합리적이지만, 그림 5에서 보듯이 여러 소범위로 나누어 계산하는 경우 17 km 기준식을 사용할 경우 100 km 기준식을 사용할 경우보다 수렴하지 않는 모양을 보이게 된다. 이는 기준이 되는 17 km가 전체 범위에 비해 한쪽으로 치우

**Table 2.** Calculated station correction factors for the KIGAM stations.

Station	$N_{amp}^{\$}$	$S_{EW}^{\dagger}$	$S_{NS}^{\dagger}$	$S_{EW}^{\ddagger}$	$S_{NS}^{\ddagger}$	$S_{EW}^{*}$	$S_{NS}^{*}$
CGD	34	-0.057853	-0.102142	-0.058584	-0.102573	-0.024767	-0.069056
MUN	12	-0.036799	0.775760	-0.048318	0.764241	-	-
KJM	37	0.063228	0.071138	0.049694	0.057604	0.087347	0.095257
KMH	44	-0.084079	0.008165	-0.085372	0.006871	-0.051337	0.040906
HAK	50	-0.098556	-0.028699	-0.109142	-0.039284	-0.073718	-0.003861
DKJ	85	-0.144116	-0.126585	-0.136610	-0.119079	-0.101247	-0.083716
MKL	81	-0.099738	-0.096795	-0.108119	-0.105176	-0.072344	-0.069401
BBK	73	-0.333690	-0.288417	-0.346677	-0.301404	-0.310500	-0.265227
CHS	53	0.086099	0.018729	0.106941	0.039570	-0.143008	0.075638
GRE	18	0.287611	0.315052	0.328614	0.356054	0.368218	0.395659
MAK	40	-0.040590	-0.087723	-0.051210	-0.098342	-0.016864	-0.063996

<sup>†</sup>  $S_{EW}$ ,  $S_{NS}$  : Values determined before interpolation process

<sup>‡</sup>  $S_{EW}$ ,  $S_{NS}$  : Representative values determined after interpolation process

<sup>\*</sup>  $S_{EW}$ ,  $S_{NS}$  : Representative values except MUN station data

<sup>\$</sup>  $N_{amp}$  : Number of amplitude data used for each station correction factors

쳐 위치한 결과이다. 앞서 주지한 바와 같이 17 km 기준식에 의한 거리 수정 요소와 100 km 기준식에 의한 거리 수정 요소는 서로 평행 이동한 관계이므로, 각 소범위에 대해 100 km 기준식을 사용하여 전체범위를 대표하는 거리 수정 요소를 결정하고 이를 17 km 기준식으로 변환하도록 하였다.

각 소범위별로 보간법을 적용할 때, 이용된 소범위의 분포자료의 수에 따라 가중을 준다. 보간법이 적용된 거리수정 요소에 대한 최소자승맞춤(least-squares fitting)은 전체 범위중 자료가 5번 이상씩 이용된 10-390 km 구간에서 적용되었다. 100 km 기준식으로 표현된 최소자승맞춤(least-squares fitting)은 다음 식과 같이 주어진다.

$$-\log A_0 =$$

$$1.137 \log\left(\frac{r}{100}\right) + 0.001159(r-100) + 3.0 \quad (15)$$

식 (15)를 17 km 기준식으로 변환하면 다음과 같이 한반도 남부의 거리수정항을 정할수 있다.

$$-\log A_0 =$$

$$1.137 \log\left(\frac{r}{17}\right) + 0.001159(r-17) + 2.0 \quad (16)$$

표 1은 여러 지역에서 제시된 거리수정항 관계식이고 이들과 여기에서 제시된 결과가 그림 6에서 비교되어 있다. 비교의 편의를 위하여 동부 북아메리카 거리수정요소의 기준깊이( $h_{ref}$ )를 8 km로 하였다. 거리수정요소의 비교결과, 한반도 남부는 아프리카 탄자니아를 제외한 다른 지역과 진원거리 200 km 내에서 비슷한 정도의 감쇠를 보였으며, 이후 남부 캘리포니아지역보다 감쇠가 약한 것으로 나타난다.

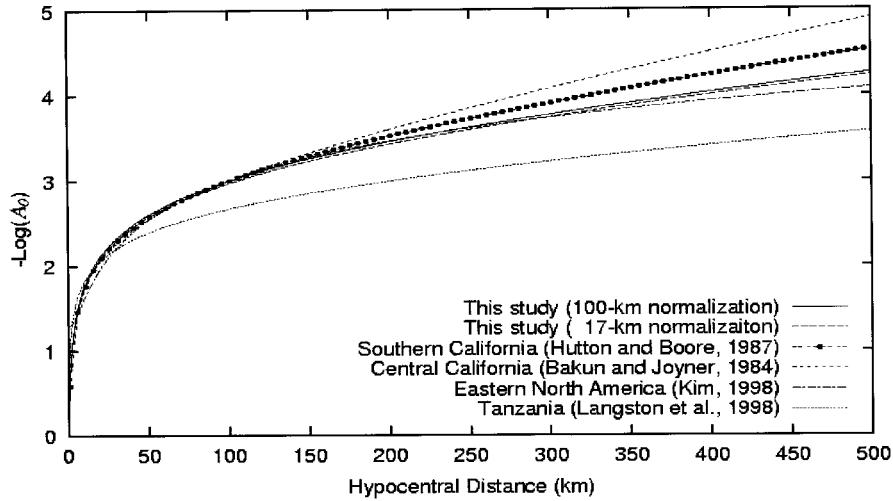
## 6. 관측소 보정요소와 지역 규모값

앞서 구해진 거리수정항(- $\log A_0$ )을 이용하여, 각 관측소의 수평 성분별 관측점 보정요소와 지진의 지역규모값을 정하였다. 선형 최소자승 역산법을 다음과 같은 합성된 지역규모 공식에 적용하였다.

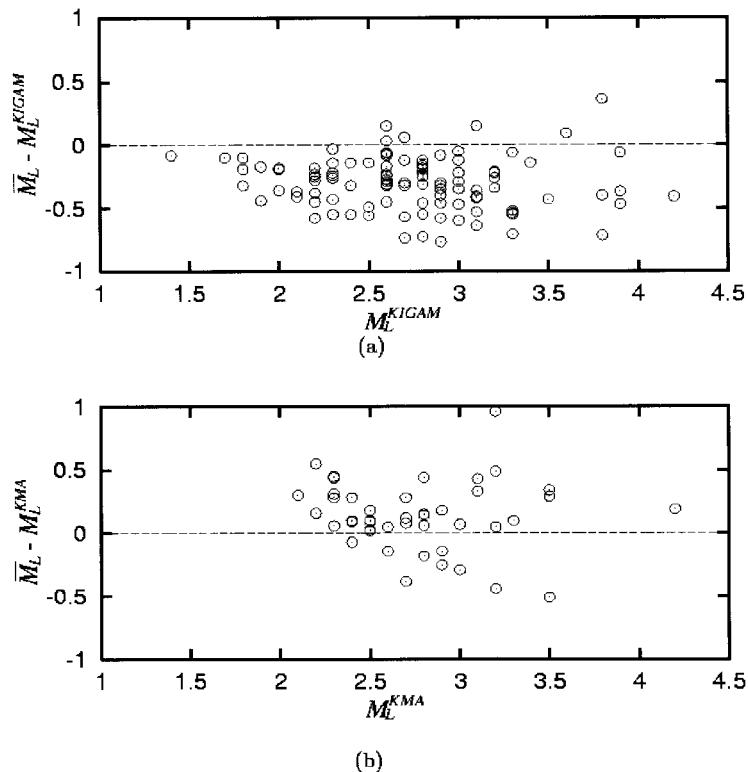
$$\log A_j + 2.0 + n \log\left(\frac{r_j}{17}\right) + K(r_j - 17) = M_L - S_j \quad (17)$$

$n$ ,  $K$ 는 앞에서 구한 1.137 및 0.001159이다.

표 2는 보간법 적용 전과 후의 관측소 보정요소 결과를 비교한 것이다. 각 관측소의 보정요소



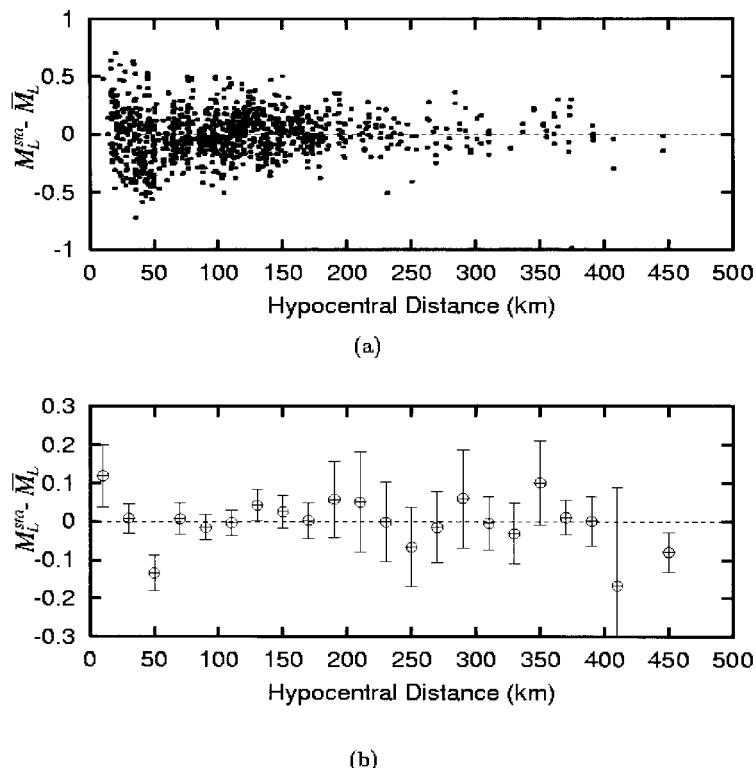
**Fig. 6.** Comparison of distance correction curves deduced in this study with those from a few different regions in the world. We assumed a reference depth of 8 km in eastern North America.



**Fig. 7.** Differences between the local magnitude  $\bar{M}_L$  determined in this study and  $M_L^{KIGAM}$  in the KIGAM catalog (a) and  $M_L^{KMA}$  in KMA catalog (b).

값은 보간법 적용 전후에도 비슷한 크기를 보였다. 이는 보간법 적용 전의 각 소범위의 보정요소들이 전 범위에 걸쳐 비슷하게 계산되었기 때문이다. 그러나 무안관측소(MUN)의 경우 보간법 적용 전후에 보정요소 값의 차이가 많이 나며 두 수평성분간의 차이도 다른 관측소에 비하여 상대적으로 크다. 이러한 이상값은 무안관측소 설치 시 동서 성분과 남북성분이 균등하게 보정되어 있지 않았기 때문으로 추정된다. 지역규모 식의 거리수정항을 결정하기 위한 행렬식 역산(식 8, 9)에는 각 관측소의 보정요소  $S_i$ 의 합이 0이 된다

는 기본 가정이 포함되어 있다(Langston *et al.*, 1998). 이는 관측소의 설치 및 기록 보정이 주기적으로 잘 이루어졌을 때 적용되는 것으로 무안관측소의 수평 성분 기록에 비정상성을 보여 최종 관측소 보정요소 결정에서 이를 제외하였다. 최종 결과에서 보면 구례관측소(GRE)와 방방골(BBK) 관측소의 보정요소 절대값이 다른 관측소에 비하여 크게 나타난다. 이는 이 지역의 지질학적 특징과 연관되는 것으로 판단된다. 이 두 관측소는 각각 풍화된 화강편마암과 현무암질 암석에 설치된 반면에 다른 관측소들은 풍화 정도



**Fig. 8.** Residuals between calculated magnitude ( $M_L^{sta}$ ) from each station data and the event magnitude ( $\bar{M}_L$ ) given as a function of hypocentral distance and those with 95% confidence limits (b). The circular symbol with a cross inside represents the average of residuals in a 20-km distance window. (a) The scatter (a) of the local magnitude residuals  $M_L^{sta}$  for same events and 95% confidence limits (b) against hypocentral distance. The  $\bar{M}_L$  is calculated using the distance correction term and the station correction factor, and  $M_L^{sta}$  is determined using data from all the stations.

가 약한 화강암이나 응회암질 암석에 설치된 것으로 보고되어 있다(자원연구소 1995, 1996, 1997).

그림 7은 동일한 지진에 대하여 이 연구에서 구해진 지역 규모식( $\bar{M}_L$ )을 적용한 값과 자원연구소 발표값( $M_L^{KIGAM}$ ), 기상청 발표값( $M_L^{KMA}$ )과의 차를 나타낸다. 새로이 계산된 지역규모값은 자원연구소 발표값에 비해 0.1에서 0.5정도에 작은 값을 보이고, 기상청 발표값에 비하여는 -0.3에서 0.4 정도 차이를 보이나 전체적으로 큰 값을 보인다.

그림 8은 지역규모 값( $\bar{M}_L$ )과 관측소 보정요소를 적용하여 각 관측소에서 계산된 규모값과의 차이를 표시한 것이다. 비록 그 차이가 근거리(< 200 km)에서 자료별로 넓은 범위에 분포하지만 95% 신뢰도 구간은 원거리(> 200 km)에 비하여 좁게 분포한다.

## 7. 토의 및 결론

이 연구에서는 기존의 우드-앤더슨 지진계의 표준응답(정적 증폭 = 2800, 감쇠 계수 = 0.8, 고유주기 = 0.8초) 대신에 Uhrhammer and Collins (1990)에 의해 새로이 제안된 우드-앤더슨 지진계 응답(정적증폭 = 2080, 감쇠계수 = 0.7, 고유주기 = 0.8초)을 이용하였다. 만일 Uhrhammer and Collins의 수정된 지진계응답이 잘못되고 표준응답이 옳다고 하더라도, 이 연구에서 산출된 거리 수정항(-log $A_0$ )은 영향을 받지 않는다. 이용된 자료의 대부분이 지진원거리 200 km 이내에 분포되어 있으므로, S파의 주 주파수 대역이 8 Hz 이상이 된다. 이 주파수 대역에서는 Uhrhammer and Collins의 응답모델은 표준응답모델에 비해 상수 0.13  $M_L$  의 차이를 보이게 된다(Kim, 1998). 그러므로 이 경우에는 거리수정요소의 변환 없이 지역규모 값을 0.13  $M_L$  만큼 증가시키면 표준응답에 의한 지역규모 값을 얻을 수 있다.

거리수정요소의 결정에 최소자승 역산법과 보간법을 함께 이용하는 방법은 지진 자료가 진원거리에 대해 불균등하게 분포된 경우에도 효과적으로 작용하며, 진원거리에 대한 자료의 편중에 의해 발생하는 오차를 줄일 수 있었다.

## 사사

이 연구는 한국과학재단의 특정기초연구 "한반도와 한반도 주변의 지진지체구조" 과제(과제번호 1999-2-133-002-5)의 지원으로 이루어졌으며, 이에 감사한다.

## 참고문헌

- 김우규, 김상조, 김동호, 박삼근, 홍윤, 류용규, 정성훈, 이호민, 장호수, 1998, 지진재해 조기경보 경감 시스템 구축. 과학기술부, 147 p.
- 자원연구소, 1995, 경상분지 지진 연구 (II), 자원연구소 보고서. 자원연구소, 79 p.
- 자원연구소, 1996, 경상분지 지진 연구 (III), 자원연구소 보고서. 자원연구소 127 p.
- 자원연구소, 1997, 경상분지 지진 연구 (IV), 자원연구소 보고서. 자원연구소, 124 p.
- Bakun, W.H. and Joyner W.B., 1984, The  $M_L$  scale in Central California. *Bulletin of Seismological Society of America*, 74, 1827-1843.
- Boore, D.M., 1989, The Richter Scale: Its Development and Use for Detecting Earthquake Source Parameters. *Tectonophysics*, 166, 1-14.
- Chavez, D.E. and Priestley, K.F., 1985,  $M_L$  Observations in the Great Basin and  $M_0$  Versus  $M_L$  Relationships for the 1980 Mammoth lakes, California, Earthquake Sequence. *Bulletin of Seismological Society of America*, 75, 1583-1598.
- Greenhalgh, S.A. and Singh, R., 1986, A Revised Magnitudes Scale for South Australian Earthquakes. *Bulletin of Seismological Society of America*, 76, 757-769.
- Hutton, L.K. and Boore, D.M., 1987. The  $M_L$  Scale in Southern California. *Bulletin of Seismological Society of America*, 77, 2074-2094.
- Kim, W.-Y., 1998, The  $M_L$  Scale in Eastern North America. *Bulletin of Seismological Society of America*, 88, 935-951.
- Langston, C.A., Brazier, R., Nyblade, A.A. and Owens, T.J., 1998, Local Magnitude Scale and Seismicity Rate for Tanzania, East Africa. *Bulletin of Seismological Society of America*, 88, 712-721.
- Richter, C.F., 1935, An Instrumental Earthquake magnitude Scale. *Bulletin of Seismological Society of America*, 25, 1-31.
- Richter, C.F., 1958, *Elementary Seismology*. W.H. Freeman and Co., San Francisco, 758 p.
- Savage, M.K. and Anderson, J.G., 1995, A

- Local-Magnitude Scale for the Western Great Basin-Eastern Sierra Nevada from Synthetic Wood-Anderson Seismograms. *Bulletin of Seismological Society of America*, 85, 1236-1243.
- Uhrhammer, R.A. and Collins, E.R., 1990, Synthetic of Wood-Anderson Seismograms from Broadband Digital Records. *Bulletin of Seismological Society of America*, 80, 702-716.
- Uhrhammer, R.A. Loper, S.J. and Romanowicz, B., 1996, Determination of Local Magnitude Using BDSN Broadband Records. *Bulletin of Seismological Society of America*, 86, 1314-1330.

---

투 고 일 : 2000년 11월 21일

심 사 일 : 2000년 11월 21일

심사완료일 : 2000년 12월 16일