

ISSN 0435-4036 (Print) ISSN 2288-7377 (Online)

지질학회지 제 55권 제 2호, p. 207-218, (2019년 4월) J. Geol. Soc. Korea, v. 55, no. 2, p. 207-218, (April 2019) DOI http://dx.doi.org/10.14770/jgsk.2019.55.2.207

2016년 규모 5.8 경주지진과 2017년 규모 5.4 포항지진의 여진활동 비교

김성균^{1,*} · 이정모² ¹전남대학교 지구환경과학부 ²경북대학교 지질학과

요 약

이 연구에서는 2016년 9월 12일에 발생한 규모 5.8의 경주지진과 2017년 11월 15일에 발생한 규모 5.4 포항 지진의 여진활동을 분석하여 그 특성을 비교, 분석하였다. 경주지진과 포항지진에 대한 여진의 공간분포로부터 추정된 여진역의 면적은 본진규모와 여진역의 면적에 관한 경험적인 관계로부터 추정되는 면적에 비하여 지나 치게 작은 값이다. 이러한 사실은 여진활동에 의하여 파괴된 영역이 상당히 좁은 공간내에 집중되었음을 의미 한다. 최대우도법으로 경주지진과 포항지진의 여진계열에 대하여 산정된 Gutenberg-Richter 관계식에서의 b값 은 각각 1.12±0.03와 1.05±0.02로 나타났다. 이 값들은 한반도 전체에 대하여 얻은 값 0.85보다 훨씬 큰 편이다. 경주지진과 포항지진의 여진계열에 대한 감쇠지수 p값들은 각각 0.965와 0.954로 추정되었으며, 이 값들은 원 래의 Omori 공식에서의 값 1.0보다 약간 작다. 결론적으로 두 지진의 여진활동에 대한 수정 Omori 공식에서의 상수들은 특이한 값을 보이지는 않는다. 끝으로 이 연구에서 추정된 여진상수들을 이용하여 규모 4.0이상의 여 진이 10개월 동안에 최소한 1개 이상 발생할 확률을 시간에 따라 예측하였다.

주요어: 2016년 경주지진, 2017년 포항지진, 여진활동, 수정 Omori 공식, 여진 예측

Sung Kyun Kim and Jung Mo Lee, 2019, Comparison of the aftershock activities of the 2016 M5.8 Gyeongju and 2017 M5.4 Pohang earthquakes, Korea. Journal of the Geological Society of Korea. v. 55, no. 2, p. 207-218

ABSTRACT: In this study the properties of the aftershock activities for the 12 September 2016 Gyeongju (M_L =5.8) and 15 November 2017 Pohang (M_L =5.4) earthquakes are compared and analyzed. The areas of aftershock activity region estimated from the spatial distribution of aftershocks for the Gyeongju and Pohang earthquakes are much smaller than the estimated area from the empirical relationship between the mainshock size and the area of aftershock activity region. This implies that the ruptures caused by the aftershocks are considerably limited in a small area. The b-values on the Gutenberg-Richter relation for the aftershock sequences of the Gyeongju and Pohang earthquakes estimated with the maximum likelihood method are found as 1.12 ± 0.03 and 1.05 ± 0.02 , respectively. The values are significantly larger than those of 0.85 obtained for the whole Korean Peninsula. The decay parameters of *p*-value in the modified Omori's formula for the aftershock sequences of the Gyeongju and Pohang earthquakes are estimated to be 0.965 and 0.954, respectively. These values are slightly smaller than the value of 1.0 in the original Omori's formula. It is concluded that the estimated parameters for aftershocks of two earthquakes show no unusual values. Finally, the probability versus time for ten months that at least one aftershock of which magnitude is equal to or greater than 4.0 will occur is predicted using the aftershock parameters estimated in this study.

Key words: 2016 Gyeongju earthquake, 2017 Pohang earthquake, aftershock activity, Modified Omori's Law, aftershock prediction

(Sung Kyun Kim, Department of Earth and Environmental Sciences, Chonnam National University, Gwangju 61186, Republic of Korea; Jung Mo Lee, Department of Geology, Kyungpook National University, Daegu 41566, Republic of Korea)

^{*} Corresponding author: +82-62-575-5424, E-mail: kimsk@jnu.ac.kr

1. 서 론

보통 얕은 깊이에서 큰 지진이 발생한 직후에는 진원의 주변에 여진이라 불리는 다수의 지진이 뒤따 른다. 여진들은 본진의 진원을 포함하는 영역의 좁 은 공간 내에서 다수가 짧은 시간 동안에 발생하며, 시간의 경과에 따라 여진활동은 점차적으로 감소한 다. 여진계열에 대한 연구는 지각과 지진원에 관한 많은 정보를 제공하며, 여진들은 경우에 따라 큰 재 해를 초래하기도 한다. 왜냐하면, 본진과 다수의 지 진에 의해 약해진 구조물이나 지반이 더욱 쉽게 파 괴되기 때문이다(Lolli and Gasperini, 2003). 2017 년 11월 15일에 발생한 규모 5.4의 포항지진의 본진 에 이어 86일후에 발생한 규모 4.6의 여진시에도 큰 피해를 입은 예를 들 수 있다. 또한 여진활동의 통계 학적인 연구를 통해서 장래 발생할 큰 여진의 확률 적인 예측(Reasenbeg and Jones, 1989)도 가능하다. 이러한 관점에서 여진의 특성에 관한 다수의 연구가 경험적 및 통계학적인 방법으로 수행되어 왔으며, 그 결과 여진에 관한 여러 법칙들이 유도되었다(예를 들 면, Utsu, 1961; Kisslinger and Jones, 1991; Utsu et al., 1995). 여진에 관하여 잘 알려진 세 법칙은 Båth 의 법칙, Gutenberg-Richter의 규모별 빈도분포 및 여진에 관한 수정 Omori의 법칙이다.

2016년 9월 12일 경주 남서쪽에서 국지규모 5.8의 지진이 발생하였다. 한국지질자원연구원에 의하면, 진 앙으로부터 5.9km 떨어진 USN관측소에서 최대수평 가속도(PGA)는 N-S성분에서 0.43g가 기록되었다. 기 상청에 의하면, 본진 발생 전 규모 5.1의 전진 등이 발 생하였고, 본진 후 여진활동은 2017년 초 3월말까지 관측된 규모 1.5이상의 여진은 570여회로 알려져 있 다. Kim, Y.H. et al. (2016)은 이 지진을 분석하여, 본 진의 모멘트 규모를 Mw=5.5로 추정하였으며, 단층면 해는 전진, 본진 및 최대규모 여진 모두가 주향이동 형 단층이며, 최대주응력의 방향은 대체로 ENE-SWS 임을 보여주었다. 이 결과는 Son et al. (2017)의 결과 와 거의 일치하며, 과거에 한반도에서 발생한 지진 의 단층면 해와 크게 다르지 않는 것으로 나타났다. 한편 Kim, K.H. et al. (2016)은 본진 발생 후 이 지역 에 27개 임시관측소로 구성된 고밀도의 여진 관측망 을 설치하여 여진관측을 수행하였다. 10일간의 관측 결과, 그들은 803개의 여진을 결정하였으며, 본진을 포함한 여진의 발생이 양산단층계와 관련이 있다고 결론지었다. 그러나 지금까지 알려지지 않은 새로운 단층 또는 양산단층과 인접한 다른 단층에서 발생했 다는 반론도 있다(Namu.wiki, 2017).

경주지진 발생후 약 1년이 지난 2017년 11월 15일 경주지진이 발생한 북북동쪽 포항시 흥해읍에서 규 모 5.4의 지진이 발생하였다. 이 지진은 국내에서 지 진관측이 본격적으로 시작된 1978년 이래 전년도의 경주지진에 이어 2번째로 규모가 큰 지진이며, 진앙 지에서 2.6 km 정도 떨어진 한국가스공사 흥해관리 소에서 측정된 최대지반가속도는 0.58 g에 달했다. 포항지진의 규모는 경주지진보다 작지만 진원깊이 가 얕고 지진파의 증폭률이 커서 피해 규모가 더욱 크게 나타난 것으로 알려져 있다. 본진발생 전후 많 은 수의 전진과 여진이 동반되었으며, 기상청에 의 하면 지진발생 후 1일 동안에 규모 1.5이상의 여진이 약 130회 관측되었고, 100일 동안에 약 300여회가 관측되었다. 현재 이 지진의 발생과 관련된 단층에 대해서는 논쟁중에 있다. 초기에 이 지진은 양산단 충선상에서 발생했다고 생각되었으나, 기상청은 양 산단층의 가지단층인 장산단층의 활동에 의한 지진 이라고 발표하였다. 그러나 한국지질자원연구원은 지금까지 알려지지 않은 단층의 활동에 의한 지진이 라고 지적하였다(Wikipedia, 2017). 이 지진은 자연 지진이 아니고 포항에 건설중인 지열발전소에서의 물주입에 의해 격발된 지진일 가능성이 있다는 주장 (Grigoli et al., 2018; Kim et al., 2018)도 대두되었으 나, 이 지진이 자연지진인지, 물주입에 의해 격발된 지진인지에 대한 논쟁은 아직 계속되고 있다.

한반도에서 디지털 지진관측이 시작된 것은 1990 년대 후반부터이며 큰 지진의 발생빈도가 적어 여진 활동에 관한 연구가 충분치 않다. 이러한 시점에서 2016년의 경주지진과 2017년의 포항지진은 여진활 동에 관한 좋은 자료를 제공한 셈이다. 이 연구의 목 적은 경주지진과 포항지진의 여진활동 특성을 규명 하는 것이다. 이 목적을 달성하기 위하여 먼저 여진 계열의 공간적, 시간적 분포특성을 분석하며, 다음 으로 여진활동의 통계적인 법칙에 대하여 검토한다.

2. 여진의 시공간 분포

이 연구에서는 기상청으로부터 수집한 2016년 규

모 5.8 경주지진과 2017년 규모 5.4 포항지진에 대한 규모 1.5이상의 여진자료를 기상청으로부터 제공받 아 사용하였다. 경주지진의 여진자료는 본진발생 후 200일 동안, 포항지진의 여진자료는 본진발생 후 100 일 동안의 자료이다. 그림 1에 경주지진과 포항지진 후 관측된 여진들의 공간분포를 도시하였다. 그림에 서 남서쪽의 경주지진 여진들은 대체로 타원형의 형 태를 가지고 좁은 지역내에 밀집되어 분포한다. 경 주지진에 관한 여러 연구(Kim, K.-H. et al., 2016; Son et al., 2017)를 참조하면 여진이 밀집된 지역은 장축방향의 길이가 대략 8 km 정도, 단축방향의 길 이가 5 km 정도인 타원체의 형태(면적 약 40 km²)를 이루며, 장축방향은 대략 NNE-SSW방향으로 나타 난다. 또한 대부분의 여진이 10~20 km 깊이 범위에 집중되며, 나머지는 분산된 형태로 나타난다. 한편 그림 1의 여진분포와 포항지진에 관련된 연구(Kim et al., 2018)를 참조하면, 포항지진의 여진분포는 장 축은 대략 NE-SW 방향이며, 장축과 단축방향의 길



Fig. 1. Spatial distribution of aftershocks for the 2016 Gyeongju and 2017 Pohang earthquakes. The mainshocks of the Gyeongju and Pohang events are denoted by the symbols of star and diamond, respectively. The solid lines denote faults or lineaments. The line F-F'-F" indicates the Yangsan fault.

이가 약 6 km × 3 km (면적 약 18 km²)인 타원체의 좁은 영역내에 집중되어 있다.

여진의 진원은 본진의 진원과 반드시 일치하지는 않으며, 본진을 포함하는 어떤 영역내에 분포한다. 이 영역을 여진역이라 하며, 여진역은 본진의 규모 M_m 이 클수록 커지는 경향이 있다. 여진역의 면적 A(km²)와 본진의 규모사이의 관계로서 Utsu and Seki (1954)와 Cristophersen and Smith (2000)는 다음 의 경험식 (1)과 (2)를 각각 제시하였다.

$$\log A = 1.02M_m - 4.01 \tag{1}$$

$$\log A = M_m - (3.34 \pm 0.03) \tag{2}$$

위의 식 (1)과 (2)에 경주지진의 규모 5.8을 대입하여 여진역의 면적을 추정하면 각각 80.5 km²와 288.4 km²를 얻을 수 있다. 또한 포항지진의 규모 5.4를 대 입하면, 각각 31.5 km²와 114.8 km²를 얻게 된다. 물 론 위 식에서 사용한 규모가 기상청 규모와 같지는 않지만 그 점을 고려하더라도 큰 차이는 없을 것으 로 사료된다. 따라서 경주지진과 포항지진의 여진역 은 다른 지역에서 발생한 같은 규모의 지진에 비하 여 지나치게 작다는 것을 알 수 있다. 이것은 여진발 생에 의하여 파괴된 영역이 좁은 공간내에 집중되어 있음을 의미한다.

본진 발생후 경주지진과 포항지진에 의한 규모 1.7이상 여진의 1일당 발생률을 그림 2에 도시하였



Fig. 2. The occurrence rate of observed aftershocks (M \geq 1.7) versus the elapsed time after mainshock. The broken and solid lines denote aftershocks of the Gyeongju and Pohang earthquakes, respectively. The symbols of triangle represent the occurrence of aftershocks (M \geq 4.0).

다. 그림에서 여진의 1일당 발생률은 본진발생 후 시 간경과에 따라 대체로 지수함수적으로 감소함을 알 수 있으며, 경과시간이 10배씩 증가할 때마다 발생횟 수는 대략 1/10씩 감소함을 알 수 있다. 점선으로 나 타낸 경주지진의 여진 발생률은 거의 지수함수에 따 라 직선적으로 감소한다. 그러나 실선으로 나타낸 포항지진의 여진 발생률은 지수함수에 따라 감소하 나, 부분적으로 직선에서 크게 벗어남을 보여 준다. 즉 포항지진의 여진 발생률이 직선적인 변화에서 벗 어난 정도는 발생률에서 대략 1/10정도 감소하거나 또는 10배 정도 증가한 것으로 나타난다. 이것은 아 마도 경주지진의 여진발생(또는 단층파열)이 규칙적 임에 비하여 포항지진의 경우가 상대적으로 불규칙 적이었음을 의미한다. 그림에는 규모 4.0이상의 큰 여진의 시간적 위치를 삼각형으로 표시하고 그 규모 를 나타내었다. 그림에서 대체로 큰 여진 발생 직후 의 여진발생률이 급격히 증가함을 알 수 있으며, 이 것은 큰 여진이 하나의 본진과 같이 작용하여 다른 작은 여진을 발생시킨 것으로 볼 수 있다.

3. 여진의 규모별 빈도분포

여진에 관한 Båth의 법칙(Båth, 1965)은 본진과 가 장 큰 여진사이의 규모의 평균적인 차이 △m은 본진 의 규모와 관계없이 1.2라는 단순한 통계법칙이다. Båth의 법칙이 제안된 이래 여러 후속 연구가 수행되 었다. Vere-Jones (1969)는 여진 시계열을 음의 지수 분포로 가정하여 $\Delta m = 1/(b \ln 10)$ 이라는 식을 얻었다. Gutenberg-Richter 관계식의 기울기를 b≈1.0이라 가정하면, △m≈0.43을 얻게 되며, 이 값은 1.2보다 너무 작다. 한편 Shcherbakov and Turcotte (2004) 는 1987년부터 2003년까지 California에서 발생한 규모 5.5이상의 지진과 여진 통계로부터 평균적으로 $\Delta m \simeq 1.16 \pm 0.46$ 을 얻었으며, 이 값은 Båth의 1.2와 거의 비슷하다. 경주지진 본진의 규모가 5.8이고 본 진발생 7일후에 발생한 최대여진의 규모가 4.5(한국 지질자원연구원 발표는 국지규모 4.6)이므로 Båth 의 법칙에 대체로 잘 맞는 경우라 할 수 있다. 그러나 규모 5.4인 포항지진의 최대여진은 본진발생 86일후 에 일어난 규모 4.6의 여진이며, △m=0.8로서 1.2에 비하여 지나치게 작다. 포항지진의 여진중 2번째 큰 여진은 본진발생 약 2시간 후에 일어난 규모 4.3의

지진으로 △m=1.1로서 대체로 Båth의 법칙에 맞는 다고 할 수 있다.

지진의 규모별 빈도분포에 관한 Gutenberg-Richter 의 관계는 다음 식으로 표현된다.

$$\log N(N \ge M) = a - bM \tag{3}$$

여기서 N은 지진규모 M보다 크거나 같은 규모의 누적빈도를, a와 b는 상수를 나타낸다. 상수 a는 대 상 면적과 기간, 지진활동도에 따라 달라지며, b는 지역적인 구조적 환경과 관련이 있는 것으로 알려져 있다(Wyss et al., 1997; Wiemer and Wyss, 2000). 상수 b는 대략 1.0의 값을 가지며, 지하매질의 성질 이나 응력 또는 열적 상태에 따라 달라진다고 알려 져 있다(Enescue and Ito, 2002). 여진계열에 대한 분 석결과, Ogata et al. (1991)과 Bayrak and Öztürk (2004)는 b값이 큰 곳에서는 P파 속도가 작고, 반대 로 b값이 작은 곳에서는 P파 속도가 크다고 주장하 였다. Gutenberg-Richter의 관계식은 거의 모든 지 역의 관측자료를 만족하며, 여진활동에도 적용 가능 하다(Utsu, 1969; Guo and Ogata, 1997).

정확한 a 와 b값의 산정은 지진규모에 대한 통계자 료의 완전성과 관련이 크다. 보통 어떤 최소의 절단 규모(M_e) 이상에서 모든 지진이 누락됨이 없이 완벽 히 관측되었을 때, 그 절단규모 이상의 자료를 완전 하다고 말할 수 있다. 지진규모 통계자료로부터 정량 적으로 M_e 를 구하는 방법은 Wiemer and Wyss (2000) 에 의해 제안되었다. 식 (4)에서 계산으로 구해지는 이 론적인 Gutenberg-Richter의 지진규모에 대한 누적 빈도(S_i)와 관측된 누적빈도(B_i)의 차의 절대치의 합을 B_i 로 정규화하여 여기에 100을 곱함으로서 오 차에 관한 적합도 상수 R(%)을 구하게 되며, M_i 를 바꾸어 가며 R이 최소가 되는 M_i 를 구하면 그 규모 가 M_e 가 된다.

$$R(M_{i}) = 100 \times \left(\frac{\sum_{M_{i}}^{M_{max}} |B_{i} - S_{i}|}{\sum_{i}^{i} B_{i}}\right)$$
(4)

경주지진과 포항지진의 여진에 대한 규모별 누적빈 도 자료에 Wiemer and Wyss (2000)의 방법을 적용 하였다. 그 결과 R이 최소가 되는 절단규모는 경주 지진의 경우 규모 1.6이며, 포항지진의 경우는 규모 1.7로 나타났다(그림 3 참조).

b값은 통상 최소제곱법(Least Square Method) 또 는 최대우도법(Maximum Likelihood Method)에 의해 구할 수 있다. 그러나 선형식의 계수추정에 널 리 사용되고 있는 통상적인 최소제곱법은 자연지진 에 대한 규모별 누적빈도가 상호 독립적이고 지진발 생수가 Poisson 분포에 가까우며, 그 오차분포가 정 규분포에 따른다는 가정과는 거리가 멀다(Weichert, 1980). 이러한 이유로 최소제곱법보다는 최대우도법 이 좀 더 실제에 가까운 b값을 추정할 수 있는 것으로 알려져 있다. 최대우도법에 근거한 b값을 추정하기 위한 여러 방법들(Utsu, 1965; Page, 1968; Weichert, 1980)이 제안되어 있다. 여러 방법들에 의해 추정된 b값은 사용한 방법에 따라 그 값에 차이가 있으며, 이러한 방법론 외에도 지진목록에서의 자료의 수나 여진의 제거여부 등이 b값에 크게 영향을 주는 것으 로 알려져 있다(Bender, 1983; Amorese et al., 2009). Lee (2013)는 모의실험을 통하여 Utsu (1965)의 방법 이 다른 방법에 비하여 좀 더 안정적인 b값을 주게 됨을 입증하였다. 따라서 이 연구에서는 Utsu (1965) 의 방법을 채택하여 b값을 추정하였다.

본진 발생후 시간경과에 따른 b값의 변화를 알기 위하여, 경주지진과 포항지진 발생후 100일 동안의 여진 발생자료를 본진발생 후 경과시간에 따라 3개 의 그룹, 즉 0~1일, 1~ 10일, 10~100일의 기간 동안 의 3그룹으로 나누어 각각의 그룹에 대하여 b값을 구했다. 여기서 기간을 나눈 근거는 특별히 없으며, 대체로 자료수가 같도록 나누었다. b값은 최대우도 법을 이용한 Utsu (1965)의 방법을 사용하여 절단규 모 이상의 여진수로부터 추정하였다. 표 1에 경주지 진과 포항지진의 여진에 대한 각 기간별 자료의 수, 얻어진 b값과 그 표준편차를 제시하였다. 경주지진과 포항지진의 여진들에 대해 추정된 b값은 각각 1.12± 0.03과 1.05±0.02로 나타났으며, 이 값은 여진활동에 서의 대표적인 b값으로 알려져 있는 1.0 (Bayrak and Öztürk, 2004)에 비하여 비교적 큰 편이다. 더구나 이 연구에서 얻어진 b값은 한반도의 지진활동을 분석하

Table 1. The temporal change of the b-values for the Gyeongju and Pohang earthquakes.

Period (day)	Gyeongju		Pohang	
	b - value	No. of Data	b - value	No. of Data
0 - 100	1.12 ± 0.03	571	1.05 ± 0.02	299
0 - 1	1.01 ± 0.02	230	0.96 ± 0.04	127
1 - 10	1.28 ± 0.07	155	1.23 ± 0.10	89
10 - 100	1.09 ± 0.02	186	1.06 ± 0.07	83



Fig. 3. The (a) and (b) are the goodness fit diagrams to decide the cutoff magnitude from the aftershock magnitude statistics for Kyeongju and Pohang earthquakes, respectively. The Mc in the diagrams represents the cutoff magnitude in which the error is minimum.

여 얻은 값 0.85 (Park *et al.*, 2011; KHNP, 2015) 보 다는 지나치게 큰 값이다. KHNP (2015)에서 b값 추 정에 사용한 지진목록의 규모는 모멘트규모로서 경 주지진과 포항지진에 대한 여진목록의 규모척도(기 상청 규모)와 서로 다르다. 그러나 Kim and Kim (2008)에 의하면 2000년 이후의 기상청 규모는 모멘 트규모와 차이가 크지 않은 것으로 알려져 있다. 따 라서 이 연구에서의 여진활동에 대한 b값과 다른 연 구에서의 b값 비교는 유효하다고 할 수 있다.

기간별로 b값의 변화를 고찰해 보면, 처음 0-1일 간의 b값은 전체 기간에 대한 값보다 작으나, 1-10일 동안의 b값은 급격히 증가하고 그 후에는 다시 감소 하는 양상을 보인다. 이러한 경향은 경주 및 포항 지 진에서 모두 공통적으로 나타나며, 이것은 본진발생 초기보다 그 후에 단층의 파괴가 급격히 증가하고, 시간경과에 따라 다시 감소하는 것을 의미한다고 볼 수 있다.

4. 여진활동 상수

여진활동의 시간에 따른 감소를 나타내는 법칙은 Utsu (1961)에 의해 제안되었으며, 다음 식과 같이 나타낼 수 있다.

$$n(t) = K \frac{1}{(c+t)^p} \tag{5}$$

여기서 n(t)는 본진발생 후 시간 t에서 절단규모 M_c 이상의 단위시간당 여진 발생률을 나타내며, K, c, p는 여진활동 상수를 나타낸다. 1894년 Omori는 식 (5)에서 p=1인 경우의 단순한 식 [(n(t)=K/(c+t)]]을 발표하였으며, 그 후 Utsu (1961)에 의해 식 (5)와 같이 개량되었다. 따라서 식 (5)를 수정 Omori 식이라 부른다.

식 (5)에서 K는 완전성이 보장되는 절단규모 M_e 와 관련된 상수로서, 절단규모가 작을수록, 여진수가 많을수록 그 값이 커진다. 상수 c는 특성시간을 나타 내는 상수이며, 본진발생 직후 여진목록의 완전성에 크게 영향을 받는 것으로 알려져 있다. 보통 c 값은 0.01에서 1일 사이의 값을 가지며, 그 평균은 0.3일 정도이다(Utsu et al., 1995). 상수 p는 감쇠지수 p 값 이라 불리며, 절단규모 M_e와 관련없이 0.6에서 1.8 사이의 값을 가진다(Utsu *et al.*, 1995; Wiemer and Katsumata, 1999). 수정된 Omori 식에서 *p* 값은 지 각의 불균질, 응력 및 온도와 관련이 있는 것으로 알 려져 있다(Kisslinger and Jones, 1991; Utsu *et al.*, 1995). 그러나 현재로서는 *p* 값이 어떤 요인과 가장 관 련이 큰가는 명확하지 않다(Utsu *et al.*, 1995; Enescu and Ito, 2002).

수정된 Omori 식에서의 상수들의 결정에는 최대우도 추정법(Ogata, 1983)과 Bayesian 추정법(Holschneider et al., 2012)이 사용되고 있다. 이 연구에서는 널리 사 용되고 있는 Ogata (1983)의 최대우도 추정법을 사 용하였다. 이 방법을 Ogata (1983)를 참조하여 아래 와 같이 요약해서 설명하기로 한다. N개의 여진이 본진 발생 후 시간 S에서부터 T사이의 시간범위에 서 발생률 $\lambda(t)$ 로 발생했을 때, 이 과정에 대한 최대 우도함수는 다음 식으로 나타낼 수 있다(Ogata, 1983).

$$f(t1, t2, \cdots, t_N; N) = [\prod_{i=1}^N \lambda(t_i)] \exp\left[-\int_S^T \lambda(t)dt\right] \quad (6)$$

여기서 여진 발생률 $\lambda(t) = 4$ (5)와 같이 $\lambda(t) = n(t)$ = $K(t+c)^{-p}$ 로 놓으면, 최대우도함수 L은 다음과 같 이 표현된다.

$$\ln L(K, c, p) = \sum_{i=1}^{N} \ln \lambda(t_i) - \int_{S}^{T} \lambda(t) dt =$$
$$N \ln K - p \sum_{i=1}^{N} \ln(t_i + c) - KA(c, p)$$

where $A(c, p) = (T+c)^{1-p} - (S+c)^{1-p}/(1-p)$ (7)

상수 K, $c, p \equiv$ 구하기 위해서는 위 식을 최대화해야 한다. 즉 수치적으로는 다음 식과 같이 각 상수들에 대한 L의 편미분을 최소화함으로서 상수들의 추정 치[$\theta_0 = (K_0, c_0, p_0)$]를 구할 수 있다.

$$\partial \ln L / \partial K = N/K - A(c, p),$$

$$\partial \ln L / \partial c = -p \sum_{i=1}^{N} 1 / (t_i + c) - K [(T+c)^{-p} - (S+c)^{-p}],$$

$$\partial \ln L / \partial p = -\sum_{i=1}^{N} \ln (t_i + c) - K [(T+c)^{1-p} - (S+c)^{1-p}] / (1-p)^2 + K [(T+c)^{1-p} \ln (T+c) - (S+c)^{1-p} \ln (S+c)] / (1-p)$$

이러한 방법으로 구한 상수들의 추정치의 표준오차

Table 2. The parameters for the modified Omori's formula estimated from the aftershock sequences of the Gyeongju and Pohang earthquakes.

Aftershock	Cutoff Magnitude	No. of Data	K	c	p
Gyeongju	1.7	399	41.302±3.007	0.016±0.006	0.965 ± 0.026
Pohang	1.7	202	23.675±2.526	0.024±0.014	0.954±0.043



Fig. 4. The observed (thick solid line) and calculated (broken line) cumulative number of aftershocks for the elapsed time (day) after Gyeongju earthquake.

는 다음 식으로 정의 되는 행렬 /로부터 추정하게 된다(Ogata, 1983).

$J(\theta;S,T) =$			(9)
$\int_{-S}^{T} \begin{pmatrix} K^{-1}(t+c)^{-p} \\ * \\ * \end{pmatrix}$	$\begin{array}{c} -p(t+c)^{-p-1}\\ Kp^2(t+c)^{-p-2}\\ * \end{array}$	$ \begin{array}{c} -(t+c)^{-p}\ln{(t+c)} \\ Kp(t+c)^{-p-1}\ln{(t+c)} \\ K(t+c)^{-p}[\ln{(t+c)}]^2 \end{array} \right) dt \\ \end{array} $	

위 행렬에서 *은 전치행렬이 대칭임을 의미한다. 행 렬 J의 역행렬의 대각요소로부터 각각 상수 K, c, p 에 대한 추정치의 분산을 구할 수 있으며, 이들의 제 곱근으로부터 표준오차를 얻을 수 있다(Ogata, 1983).

이 연구에서는 경주지진과 포항지진의 여진자료 를 대상으로 위에 기술한 Ogata (1983)의 방법에 따 라 수정된 Omori 식의 상수 *K*, *c*, *p* 와 그 표준오차 를 추정하였다. 전항에서 경주지진과 포항지진에 대 한 여진자료의 절단규모가 각각 1.6, 1.7이었으므로, 두 지진의 비교를 위하여 절단규모 1.7에 대한 여진 자료를 대상으로 Omori 식의 상수들과 그 표준오차 를 추정하였다. 추정된 결과를 표 2에 나타내었다. 표 2에서 포항지진의 여진들에 대하여 추정된 상수



Fig. 5. The observed (thick solid line) and calculated (broken line) cumulative number of aftershocks for the elapsed time (day) after Pohang earthquake. The symbols of triangle and numerals represent the occurrence time and magnitude of large size aftershocks.

들의 오차항이 경주지진 여진의 경우보다 상대적으 로 크게 나타나며, 이것은 포항지진의 추정값이 불 확실의 정도가 더 크며, 모델(수정 Omori식)에 잘 맞지 않음을 의미한다. 상수들 중 본진의 규모와 관 련이 없고 지역적 특성을 나타내는 *p* 값은 경주지진 과 포항지진의 여진계열에 대하여 각각 0.965와 0.954 가 얻어졌으며, 이 값은 원래의 Omori 식에서의 값 *p*=1에 가깝다. 결과적으로 이 연구에서 얻어진 *c* 와 *p*에 대한 값들은 다른 지역에서 얻어진 값의 범위 내에 있으며, 특이한 값을 나타내지는 않는다.

이 식에서 본진발생 후 시간 *t* 까지 발생한 여진의 총수는 식 (5)를 시간에 대하여 적분함으로서 다음 과 같이 나타낼 수 있다(Utsu *et al.*, 1995).

$$N(t) = \int_{0}^{t} n(t) dt = K[c^{1-p} - (t+c)^{1-p}]/(p-1)$$
 (10)

경주지진과 포항지진의 여진자료로부터 추정된

상수들이 관측치를 잘 만족하는가를 알기 위하여, 식 (10)으로부터 구한 이론적인 여진의 누적수와 관 측치를 그림 4와 5에 도시하였다. 그림 4에 도시한 경주지진의 시간경과에 따른 누적 여진수는 관측치 와 계산치(추정된 여진상수를 식 (10)에 입력하여 얻 은 값)가 거의 완벽히 일치한다. 이것은 경주지진의 여진활동이 수정 Omori식에 잘 맞으며 통상의 여진 활동에서 크게 벗어나지 않음을 의미하며, 여진상수 들의 추정이 적절했음을 의미한다. 그림 5에는 포항 지진의 시간경과에 따른 누적여진수의 관측치와 계 산치를 도시하였으며, 비교적 규모가 큰 여진의 발 생시기를 삼각형으로 표시하고 그 여진규모를 나타 내었다. 그림에서 관측치는 계산치와 전체적으로 잘 맞지 않으며, 비교적 큰 여진이 발생한 직후에 여진 수가 급증하며, 그 이후 급격히 감소함을 보여준다. 이와 같이 관측된 여진수가 계산된 여진수와 잘 맞 지 않음은 포항지진의 여진활동이 일반적인 지진의 여진활동과는 다름을 의미할지도 모른다.

그림 6과 7에 경주지진과 포항지진에 대한 여진 의 시간에 따른 발생률의 관측치와 계산치(추정된 상수들로부터 이론적으로 계산한 발생률)을 비교하 여 각각 도시하였다. 이 그림은 앞의 그림 4와 5의 미 분형으로 볼 수 있으며, 그림에서 곡선은 이 연구에 서 추정된 상수들에 의해 그린 수정된 Omori 공식 을 나타내며, 검은 원은 관측치를 의미한다. 경주지 진의 여진발생률에 대한 관측치와 계산치는 잘 맞으 나, 포항지진의 경우는 1~10일 구간을 제외하고 관 측치와 계산치가 잘 맞지 않음을 알 수 있다.



Fig. 6. The occurrence rate versus days after Gyeongju earthquake. Smoothed solid curve denotes the modified Omori formula fitted to the data (closed circle).

5. 토론 및 결론

한반도의 지진자료를 이용하여 b값을 구한 몇 개 의 연구가 있다. KMA (1992)는 1978년부터 1992년 까지의 기상청 지진목록으로부터 최소자승법으로 b 값을 구하여 0.77을 얻었다. Noh et al. (2000)은 기 상청 지진목록(1978-2000)을 분석하여, 완전성이 보 장되는 절단규모가 국지규모 3.0이고 최대우도법으 로 계산한 b값이 KMA (1992)에 비하여 큰 값인 1.18 을 얻었다. 또한 Park et al. (2011)은 2001년부터 2009 년까지의 지진자료를 분석하여 최대우도법으로 계 산한 b값이 0.83±0.05라고 발표하였다. 한편 KHNP (2015)는 1905년부터 2012년까지의 지진목록을 여 러 기관으로부터 수집하여 지진목록을 재편집하였 으며, 특히 서로 다른 규모의 척도를 하나의 규모로 통일하였다. 이 목록을 분석한 KHNP (2015)는 완 전성이 보장되는 절단규모가 관측시기에 따라 다르 다는 점을 지적하였으며, 이 시기에 따라 각각 다른 b값을 최대우도법으로 계산하여 Kijko and Smit (2012)가 제안한 방법으로 하나의 값으로 통합하였 다. 그 결과 얻은 값은 0.85±0.09이었다. 이 값은 Park et al. (2011)의 결과와 유사하나, Noh et al. (2000)에 비하여 작은 편이다. Noh et al. (2000)이 사용한 자 료를 검토해 보면, 도표에 나타난 최대지진이 국지 규모 4.5로서 이보다 규모가 큰 지진은 포함되지 않 았으며, 비교적 좁은 규모 범위내에서 b값이 추정되 었음을 지적할 수 있다. 결론적으로 Noh et al. (2000) 의 b값을 제외하면, 경주지진과 포항지진의 여진활



Fig. 7. The occurrence rate versus days after Pohang earthquake. Smoothed solid curve denotes the modified Omori formula fitted to the data (closed circle).

동이 나타내는 b값 1.12와 1.05는 한반도의 평균적인 지진활동에서의 b값에 비하여 훨씬 크다고 할 수 있다.

큰 지진전후에 b값이 변화한 예는 여러 곳에서 찾 아 볼 수 있다. Iwata (2013)에 의하면 2007년 일본 Noto Peninsula 지진(규모 6.7)후 b값은 0.8에서 점 진적으로 증가하여 2010초에는 1.1까지 증가했다고 보고하였다. 또한 2016년 이탈리아 Amatrice 지진 (규모 6.0) 직후에 본진부근의 b값은 증가하고, 주변 의 다른 지역은 감소한 사례가 알려져 있다(Montuori *et al.*, 2010). Wyss (1973)는 b값과 지각내에 축적된 응력사이에는 서로 역비례 관계에 있음을 주장하였 다. 즉 높은 b값은 응력의 감소를 나타내며, 낮은 b 값은 응력의 집중을 의미한다. Enescue and Ito (2002) 는 2000년에 발생한 Western Tottori 지진(Mw=6.7) 의 여진활동을 분석하여 b값과 응력의 공간적 분포 를 조사하였다. 그 결과 b값의 지역적 변화는 본진후 의 응력분포와 관련이 있음을 알아내었다.

한반도 남부 전체에 대하여 얻어진 b값은 앞에서 지적한 바와 같이, Noh *et al.* (2000)을 제외하면, 0.77~ 0.85의 범위에 있다. 경주지역과 포항지역의 b값에 대 한 연구결과는 없으며, 이 지역만의 지진자료로 b값 을 구하기에는 자료수가 너무 적어, 국지적인 비교 는 어렵다고 할 수 있다. 표 1에서 나타낸 바와 같이 경주지진과 포항지진의 여진활동으로부터 얻은 b값 은 처음 0-1일간은 전체 기간에 대한 값보다 작으나, 1-10일 동안의 b값은 급격히 증가하고 그 후에는 다 시 감소하는 양상을 보인다. 이러한 경향은 경주 및



Fig. 8. The cumulative probability of at least one aftershock with the magnitude $M_L \ge 4.0$ within ten months (300 days) from the start time of 0.1(a), 1(b), and 10(c) days after mainshock of the Gyeongju and Pohang earthquakes.

포항 지진에서 모두 공통적으로 나타나며, 경주지진 과 포항지진을 전후하여 그 주변지역의 응력상태가 변화했음을 시사한다고 볼 수 있다. 그러나 장래의 응력상태가 어떻게 달라질 것인가는 알 수 없지만, 여 진활동에 따라 국지적으로 불균질하게 집중되었던 응력이 방출되어 현재보다는 낮은 응력상태로 변할 것으로 추정된다.

Reasenberg and Jones (1989)는 지진의 규모별 누적빈도 관계를 나타내는 Gutenberg-Richter의 식 (3)과 여진의 시간에 대한 발생률을 나타내는 수정 Omori의 식 (5)를 결합하여 다음과 같은 하나의 식 을 제안하였다.

$$n(t,M) = \frac{10^{A+b(M_m - M)}}{(c+t)^p}$$
(11)

이 식은 규모 M_m 인 본진 발생 후 주어진 시간 t 에 규모 M보다 큰 규모 지진의 발생률을 나타내는 것 이다. 이 식에서 b, c, p 는 각각 b값, 수정 Omori 식 에서의 상수들을 나타낸다. A는 다음 식으로부터 구 할 수 있는 상수이며, 여진발생률을 나타내는 척도 로 알려져 있다(Lolli and Gasperni, 2003).

$$A = \log K - b(M_m - M) = \log N - b(M_m - M) - \log \left[\int_{S}^{T} (t+c)^{-p} dt \right]$$
(12)

여기서 N은 자료수를 나타내며, S와 T는 각각 여 진목록의 시작시간과 끝시간을 나타낸다. 여진발생 이 Poisson 과정과 같이 무작위적이라 가정하면, 주 어진 시간 T로부터 △T사이에 규모 M보다 큰 지진 이 최소한 1개 이상 발생할 확률 P는 다음 식으로 주어진다(Lolli and Gasperni, 2003).

$$P(T, \Delta T, M) = 1 - \exp[-\int_{T}^{T+\Delta T} n(t, M) dt]$$
 (13)

식 (11)과 (13)을 이용하면 경주지역과 포항지역에서 어떤 기간 내에 발생가능한 여진을 확률적으로 예측 할 수 있다. 이 연구에서 경주지진과 포항지진의 여 진에 대하여 얻어진 상수들을 입력하여 *T* = 0.1일, 1 일, 10일부터 △*T* = 300일 동안에 규모 4.0이상의 여 진이 최소한 1개 이상 발생할 누적확률을 구하여 그 림 8에 도시하였다. 즉 본진발생 후 0.1일, 1일, 10일 이후부터 300일까지의 누적확률을 나타낸다.

그림 8에서 (a), (b)와 (c)로 표시된 곡선은 본진발 생 후 0.1일, 1일 및 10일 경과 후부터 규모 4.0이상 의 여진이 발생할 누적확률을 경주지진(실선)과 포 항지진(점선)에 대하여 나타낸 것이다. 그림에서 경 주지진의 경우가 포항지진보다 여진의 발생확률이 전체적으로 높다. 그럼에도 불구하고 포항지진의 경 우 규모 4.0이상의 여진이 2회 발생했음은 포항지진 의 여진활동이 정상적이 아닌 이례적이라 할 수 있 다. 그림에서 경주지진의 경우 0.1일 이후의 여진발 생 누적확률은 급격히 증가하여 1일후 약 20%에서 10일후 약 40%, 50일 후 50%에 도달한 후, 서서히 증가하여 300일후에는 60% 정도에 수렴한다. 포항 지진의 경우는 0.1일 이후의 여진발생 누적확률은 급격히 증가하여 1일후 약 17%에서 10일후 약 33%, 50일 후 44%에 도달한 후, 서서히 증가하여 300일후 에는 54% 정도에 수렴한다. 그림에서 (b)와 (c)로 표 시된 본진발생 후 1일과 10일 이후의 여진발생 누적 확률 양상은 0.1일 경과후의 확률(곡선 (a))과 비슷 하게 나타나지만, 최종적으로 수렴하는 확률만 작을 뿐이다. 이것은 본진발생 초기에 큰 규모 여진의 발 생확률이 더 크다는 것을 의미한다.

이상에서는 2016년 9월 12일에 발생한 M_L = 5.8 의 경주지진과 2017년 11월 15일에 발생한 M_L = 5.4의 여진활동을 분석하여 그 특성을 비교, 분석하였다. 이 연구를 통해 얻어진 결론을 요약하면 다음과 같다.

경주지진과 포항지진에 대한 여진활동의 공간분 포로부터 추정된 여진역의 면적은 각각 40 km²와 18 km² 정도이며, 이 값들은 지진규모와 여진역의 면적 에 대한 경험적인 관계로부터 추정되는 면적에 비하 여 지나치게 작은 값이다. 이러한 사실은 두 지진의 여진활동에 의하여 파괴된 영역이 좁은 공간내에 집 중되어 있음을 의미한다.

경주지진의 여진 발생률은 거의 지수함수에 따라 직선적으로 감소한다. 그러나 포항지진의 여진 발생 률은 지수함수에 따라 감소하나, 부분적으로 직선에 서 크게 벗어남을 보여 준다. 이것은 아마도 경주지 진의 여진발생(또는 단층파열)이 규칙적임에 비하여 포항지진의 경우가 상대적으로 불규칙적이었음을 의 미한다.

경주지진 본진의 규모가 5.8이고 9월 19일에 발생 한 최대여진의 규모가 4.5이므로 Båth의 법칙에 비 교적 잘 맞는 경우라 할 수 있다. 그러나 포항지진의 경우는 본진의 규모와 가장 큰 여진의 규모차가 Båth 의 법칙과는 잘 맞지 않는 것으로 나타났다.

절단규모 이상의 자료를 이용하여 산정된 b값은 경 주지진과 포항지진의 여진들에 대하여 각각 1.12와 1.05로 나타났다. 이 값들은 여진계열에서의 일반적 인 b값 1.0보다 크며, 한반도 전체에 대하여 얻은 값 0.85보다 훨씬 큰 편이다. 경주지진과 포항지진의 본 진발생 후 b값의 시간경과에 따른 변화를 세 시기(0-1 일, 1-10일, 10-100일)로 나누어 조사하였다. 그 결과 0-1일 구간에서 b값은 대략 1.0정도이고, 1-10일 구 간에서 크게 증가한 후, 10-100일 구간에서 다시 감 소하는 양상을 보였다.

여진의 시간에 따른 발생률을 수정 Omori 공식에 맞도록 여진상수들을 추정하였다. 경주지진과 포항 지진의 여진활동에 대한 감쇠지수 *p*값은 각각 0.965 와 0.954로 나타났으며, 이 값들은 원래의 Omori 공 식에서의 p값 1.0보다 약간 작다. 결론적으로 두 지 진의 여진활동에 대한 수정 Omori 공식에서의 상수 들은 특이한 값을 보이지는 않는다.

끝으로 이 연구에서 추정된 여진상수들을 이용하여 규모 4.0이상의 여진이 최소한 1개 이상 발생할 누적 확률을 시간에 따라 예측하여 그림으로 제시하였다.

감사의 글

규모 1.5이상의 경주여진과 포항여진의 자료를 제공해 주신 기상청 유용규 박사와 황의홍 박사께 감사드린다. 이 논문의 심사과정 중에 건설적인 비 평과 유익한 조언을 주신 익명의 심사자 2인과 편집 위원께 감사드린다.

REFERENCES

- Amorese, D., Grasso, J.R. and Rydelek, P.A., 2009, On varying b-values with depth: Result from computer-intensive tests for southern California. Geophysical Journal International, 180, 347-360.
- Båth, M., 1965, Lateral inhomogeneities of the upper mantle. Tectonophysics, 2, 483-514.
- Bayrak, Y. and Öztürk, S., 2004, Spatial and temporal variation of the aftershock sequences of the 1999 Izmit and Duzce earthquakes. Earth, Planets and Space, 56, 933-944.

- Bender, B., 1983, Maximum likelihood estimation of b values for magnitude grouped data. Bulletin of the Seismological Society of America, 73, 831-851.
- Christophersen, A. and Smith, E.G.C., 2000, A global model for aftershock behaviour. Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering, New Zealand, No. 0379.
- Enescu, B. and Ito, K., 2002, Spatial analysis of the frequency-magnitude distribution and decay rate of aftershock activity of the 2000 Western Tottori earthquake. Earth, Planets and Space, 54, 847-859.
- Grigoli, F., Cesca, S., Rinaldi, A.P., Manconi, A., López-Comino, J.A., Clinton, J.F., Westaway, R., Cauzzi, C., Dahm, T. and Wiemer, S., 2018, The November 2017 Mw 5.5 Pohang earthquake: A possible case of induced seismicity in South Korea. Science, 360, 1003-1006.
- Guo, Z. and Ogata, 1997, Statistical relation between the parameters of aftershocks in time, space, and magnitude. Journal of Geophysical Research, 102(B2), 2857-2873.
- Holschneider, M., Narteau, C., Shebalin, P., Peng, Z. and Schorlemmer, D., 2012, Bayesian analysis of the modified Omori law. Journal of Geophysical Research, 117 (B6), 1978-2012.
- Iwata, T., 2013, Synchronous b-value change and crustal deformation following the 2007 Noto Peninsula Earthquake, Japan. American Geophysical Union, Fall Meeting 2013, abstract No. S11B-2336.
- KHNP, 2015, Investigation and research of the maximum earthquake for nuclear power plant sites (I). Korea Hydro & Nuclear Power Co., LTD, 402 p (in Korean).
- Kijko, A. and Smit, A., 2012, Extension of the Aki-Utsu b-value estimator for incomplete catalogs, Bulletin of the Seismological Society of America, 102, 1283-1287.
- Kim, K.H., Kang, T.S., Rhie, J., Kim, Y.H., Park, Y., Kang, S.U., Han, M., Kim, J., Park, J., Kim, M., Kong, C.H., Heo, D., Lee, H., Park, E., Park, H., Lee, S.J., Cho, S., Woo, J.U., Lee, S.H. and Kim, J., 2016, The 12 September Gyeongju earthquakes: 2. Temporary seismic network for monitoring aftershocks. Geosciences Journal, 20, 753-757.
- Kim, K.H., Rhie, J.-H., Kim, Y.H., Kim, S., Kang, S.U. and Seo, W., 2018, Asessing whether the 2017 Mw 5.4 Pohang earthquake in South Korea was an induced event. Science, 360, 1007-1009.
- Kim, S.K. and Kim, B.C., 2008, The seismic source parameters for earthquakes occurring in the Korean Peninsula. Korean Earth Science Society, 29, 117-127 (in Korean with English abstract).
- Kim, Y.H., Rhie, J., Kang, T.S., Kim, M. and Lee, S.J., 2016, The 12 September Gyeongju earthquakes: 1. Observation and remaining questions. Geosciences

Journal, 20, 747-752.

- Kisslinger, C. and Jones, L.M., 1991, Properties of aftershock sequences in southern California. Journal of Geophysical Research, 96, 11947-11958.
- KMA, 1992, 1978-92 Report on earthquake observation, Korea Meteorological Agency, 112 p (in Korean).
- Lee, H.-K., 2013, Estimation of Gutenberg-Richter b-value and M_{max} using instrumental earthquake catalog from the southern Korean Peninsula. MS thesis, Chonnam National University, 71 p (in Korean with English abstract).
- Lolli, B. and Gasperini, P., 2003, Aftershock hazard in Italy Part I: Estimation of time-magnitude distribution model parameters and computation of probabilities of occurrence. Journal of Seismology, 7, 235-257.
- Montuori, C., Falcone, G., Murru, M., Thurber, C., Reyners, M. and Eberhart-Phillips, D., 2010, Crustal heterogeneity highlighted by spatial b-value map in the Wellington region of New Zealand. Geophysical Journal International, 183, 451-460.
- Namu.wiki, 2017, https://namu.wiki/w/2016%EB%85% 84%20%EA%B2%BD%EC%A3%BC%20%EC%A7% 80%EC% A7%84 (December 28, 2017).
- Noh, M.H., Lee, S.K. and Choi, K.R., 2000, Minimum magnitudes of earthquake catalog of Korea Meteorological Agency for the estimation of seismicity parameters. Journal of the Korean Geophysical Society, 3, 261-268.
- Ogata, Y., 1983, estimation of the parameters in the modified Omori formula for aftershock frequencies by the maximum likelihood procedure. Journal of Physics of the Earth, 31, 115-124.
- Ogata, Y., Imoto, M. and Katsura, K., 1991, 3-D spatial variation of b-values of magnitude–frequency distribution beneath the Kanto District, Japan. Geophysical Journal International, 104, 138-146.
- Page, R., 1968, Aftershock and microaftershocks of the Great Alaska earthquake of 1964. Bulletin of the Seismological Society of America, 58, 1131-1168.
- Park, E.H., Lee, J.M. and Kim, W., 2011, Performance of the southern Korean Peninsula seismograph network and refinement of hypocentral parameters of local earthquakes, 2004-2008. Geosciences Journal, 15, 83-93.
- Reasenberg, P.A. and Jones, L.M., 1989, Earthquake hazard after a mainshock in California. Science, 243, 1173-1176.
- Shcherbakov, R. and Turcotte, D.L., 2004, A modified form of Bath's law. Bulletin of the Seismological Society of America, 94, 1968-1975.
- Son, M., Cho, C.S., Shin, J.S., Rhee, H.M. and Sheen, D.H., 2017, Spatio-temporal distribution of events during the first three months of the 2016 Gyeongju, Korea, earth-

quake sequence. Bulletin of the Seismological Society of America, doi: 10.1785/0120170107.

- Utsu, T., 1961, A statistical study on the occurrence of their aftershocks. Geophysical Magazine, 30, 521-605.
- Utsu, T., 1965, A method for determining the value of b in a formula log n=a-bM showing the magnitude-frequency relation for earthquakes. Geophysical Bulletin of Hokkaido University, 13, 99-103.
- Utsu, T., 1969, Aftershocks and earthquake statistics(I) some parameters which characterize an aftershock sequence and their interrelations. Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University. Ser. VII (Geophysics), 3, 129-195.
- Utsu, T., Ogata, Y. and Matsu'ura, R.S., 1995, The Cetenary of the Omori formula for a decay law of aftershock activity. Journal of Physics of the Earth, 43, 1-33.
- Utsu, T. and Seki, A., 1954, Relation between the area of aftershock region and the energy of the main shock. Journal of the Seismological Society of Japan, 7, 233-240 (in Japanese with English abstract).
- Vere-Jones, D., 1969, A note on the statistical interpretation of Bath's law. Bulletin of the Seismological Society of America, 59, 1535-1541.
- Weichert, D.H., 1980, Estimation of the earthquake re-

currence parameters for unequal observation periods for different magnitudes. Bulletin of the Seismological Society of America, 70, 1337-1346.

- Wiemer, S. and Katsumata, K., 1999, Spatial variability of seismicity parameters in aftershock zones. Journal of Geophysical Research, 104(B6), 13135-13151.
- Wiemer, S. and Wyss, M., 2000, Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: Examples from Alaska, the western United States, and Japan. Bulletin of the Seismological Society of America, 90, 859-869.
- Wikipedia, 2018, https://en.wikipedia.org/wiki/2017_Pohang_ earthquake (December 31, 2018).
- Wyss, M., 1973, Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution. Geophysical Journal and Royal Astronomical Society, 31, 341-359.
- Wyss, M., Shimazaki, K. and Wiemer, S., 1997, Mapping active magma chambers by b values beneath the Off-Ito volcano, Japan. Journal of Geophysical Research, 102, 20413-20422.

Received	:	January	4,	2019
Revised	:	February	9,	2019
Accepted	:	February	13,	2019