

台灣地區的餘震系列特性研究

余貴坤¹ 梁信強²

1 萬能技術學院土木工程學系

2 國立中央大學地球科學學系

摘要

本研究分析從 1973 到 2001 年間發生在台灣本島及東部近海的 19 個中、大規模淺源地震的餘震系列，計算每個地震的餘震活動度(b 值)和時間衰減率(p 值)。結果顯示，高活動度與高衰減率的地震，大多發生在高熱流地區。至於餘震的活動度與時間衰減率的相關性，以發生在台灣本島及東北部近海的地震而言，呈現些許的正相關。但若以中央山脈為界將這些地震分成兩群，則發現此正相關性相對提高，且中央山脈以東的地震群有較高的正相關性，推測此現象與板塊的隱沒有關。此外，餘震系列的 b 值與 p 值和主震規模的相關性，也顯示類似的結果。

關鍵詞：淺源地震，餘震活動度，時間衰減率。

一、前言

餘震系列是反應主震發生後，震源附近的岩層物性變化訊息，過去已有許多學者對一些餘震系列的時空分布作深入探討（如 Utsu, 1961；Mogi, 1967；Scholz, 1968；Page, 1968；Kisslinger and Jones, 1991；Wang and Wang, 1993；Guo and Ogata, 1995；余貴坤和黃瑞德, 1996；Nanjo, *et al.*, 1998），由他們的研究結果可以看出餘震系列的 b 值與 p 值呈現各種相關情況，有些是正相關，有些是負相關，也有些是不相關。這些結果似乎與餘震選取的空間分布範圍與時間的長短有關，同時研究結果也反應出震源附近的地質構造型態及地下岩層的物理性質特徵。由於多數的強震發生在板塊邊界處或板塊內的斷層附近，因此餘震的空間分布略呈長形的不規則分布，故本研究選擇適當的矩形範圍當作餘震的空間分布標準，並據此求得餘震系列之 b 值與 p 值，探討兩者之間的相關性，並嘗試解釋所呈現的意義。

二、餘震資料選取與分析

自 1973 年以後，台灣地區增設許多地震觀測站，位置分布良好，對微小地震的偵測能力大幅提昇，地震的定位也改進很多。因此本研究挑選自 1973 年以後發生在台灣本島及東部近海，規模大於 5.5、深度小於 40 公里，且餘震系列明顯的地震 19 個進行餘震分析，這些地震及餘震的資料均取自中央氣象局出版的地震目錄。這 19 個地震的基本資料及其震央位置分布見表一及圖一所示。

在分析 b 值與 p 值前，先要確定餘震系列的時空分布。一般而言，在餘震系列的判定上，最困難的就是餘震的空間分布範圍及衰減時間長度的選取。因此本研究乃先比較用圓形和矩形來界定餘震系列的空間分布差異，發現用矩形界定時，所得到的 b 值，誤差較小，所以，本研究採用矩形來界定餘震系列的空間分布範圍。至於對餘震衰減時間長度的選取上，本研究分別在主震附近繪出主震後 30 天，30 至 60 天，60 至 90 天，90 至 120 天的地震分布，再

與主震前 30 天與前 60 天該區的背景地震活動情況比較，當某一段時間內，餘震的活動回歸到近似背景地震活動時，此段時間即為餘震的終止時間。

b 值的分析方法：

關於 b 值的計算是依據 Gutenberg and Richter (1944) 所提出的關係式

$$\log N = a - bM$$

式中，M 為地震規模，N 為大於某一特定規模的地震個數累積。計算時以地震規模當作橫軸，大於某一特定規模的地震個數累積的對數當作縱軸，繪製其關係圖，並以最小方差法求此圖形中線性部分的斜率，此斜率即為此餘震系列的地震活動度 b 值。

p 值的分析方法：

至於 p 值的計算則是依據 Omori 的餘震衰減修正公式(Utsu, 1961)

$$N(t) = k(t + c)^{-p}$$

式中 k、c 均為常數且 c 通常設為零。在計算 p 值時，可將上式改寫成

$$\log N(t) = \log k - p \log(t + c)$$

使餘震個數與時間成為線性關係。但在主震後的幾天內，餘震個數常常很多，此情況容易造成 p 值的估算偏差。針對這點，Page (1968) 提出一種時間間隔的計算方法，縱座標表示在時間間隔 $\Delta\tau_i = \tau_{i+1} - \tau_i$ 內發生的餘震個數除

以 $\Delta\tau_i$ 的值，而橫座標 $t_i = \sqrt{\tau_i \tau_{i+1}}$ 其中 $\tau_{i+1} = \sqrt{2}\tau_i$ ，兩者取對數後，再利用最小方差法求其斜率(即為 p 值)及誤差，選取使 p 值誤差最小的 τ_1 (自 0.01 至 1.00)，此時的 p 值即為此餘震系列的 p 值。

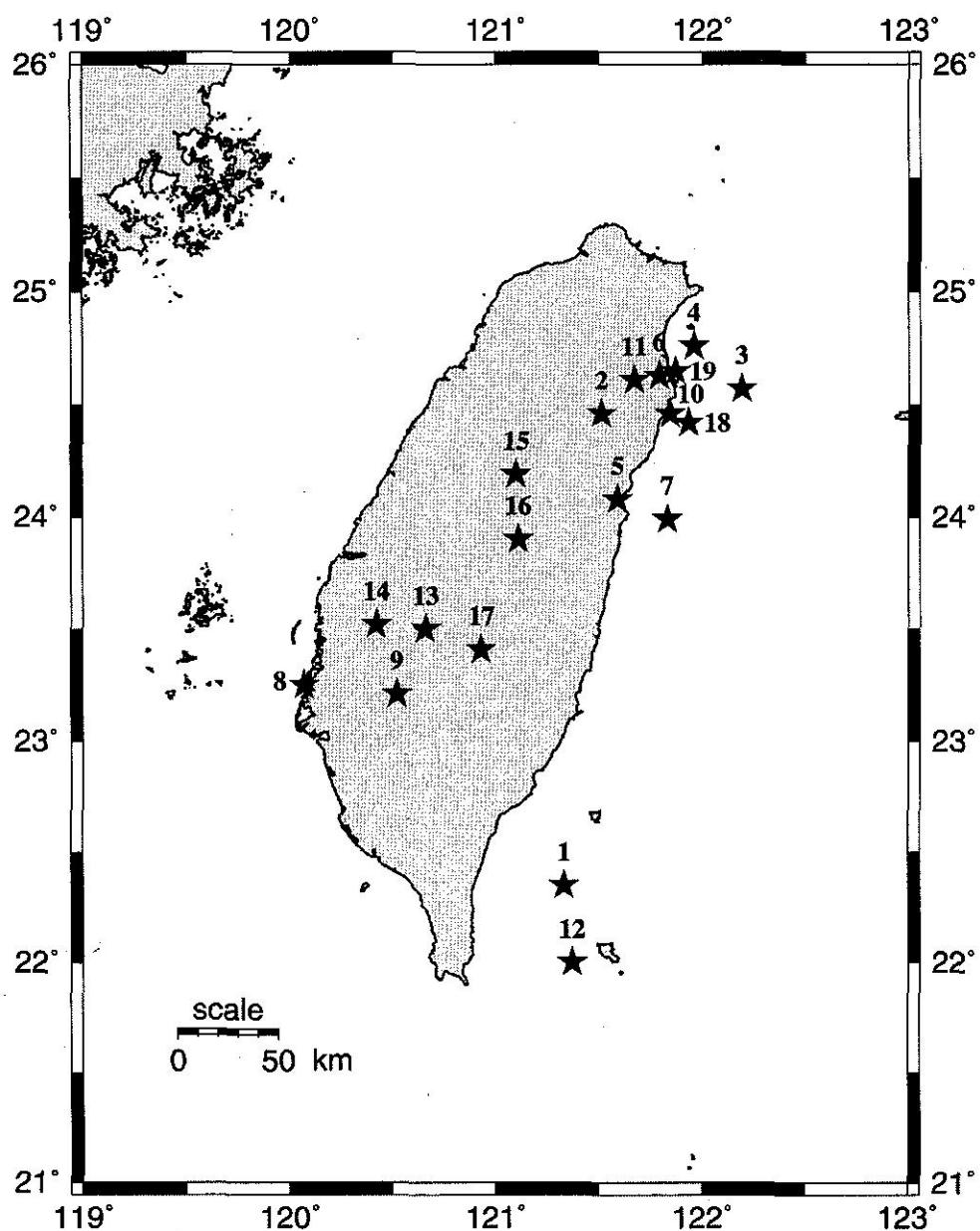
以 1996 年 9 月 5 日發生在蘭嶼附近的地震為例，主震前 30 天及前 60 天在主震附近的背景地震活動如圖二所示，主震後 30 天，30 至 60 天，60 至 90 天，90 至 120 天在主震附近的地震分布如圖三所示，經比較後，選擇主震後 60 天為餘震衰減終止時間。再繪出主震後 60 天內，餘震的時間和空間分布，選擇適當的矩形範圍如圖四和圖五所示。圖六為此地震的餘震活動度(b 值)和時間衰減(p 值)的線性回歸圖。

三、結果與討論

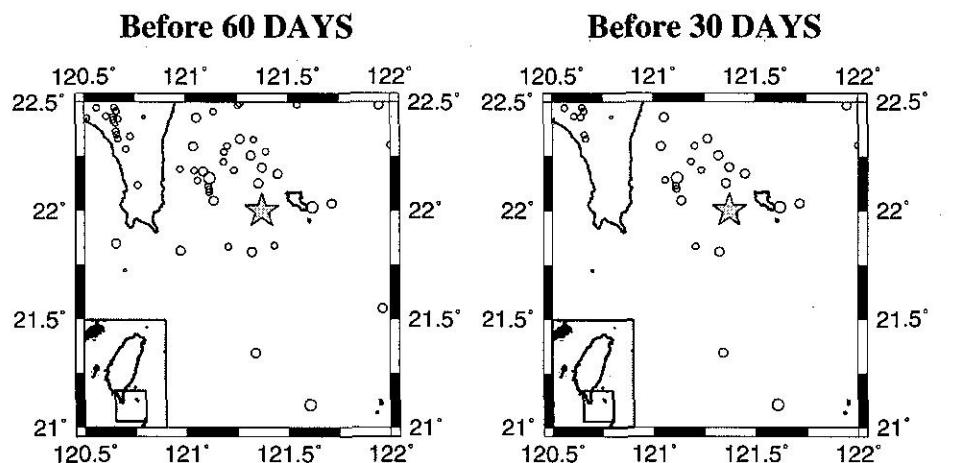
利用前述分析方法，分別選取每組餘震系列的空間分布範圍與衰減時間長度，並計算各組餘震活動度(b 值)及時間衰減值(p 值)，結果列於表二。此結果與余貴坤和黃瑞德(1996)所得結果稍有不同，這可能是因為餘震的空間分布範圍以及衰減時間長度的選取不同所造成。由於除了火山地震外，大多數的構造型地震與板塊邊界或斷層有關，雖然餘震系列的空間分布多呈現不規則的形狀，但大致上都略呈矩形，因此本研究初步採用矩形的空間分布型態，應較能反應餘震界定上的可信度。

表一、本研究所選取的 19 個地震之震源參數。

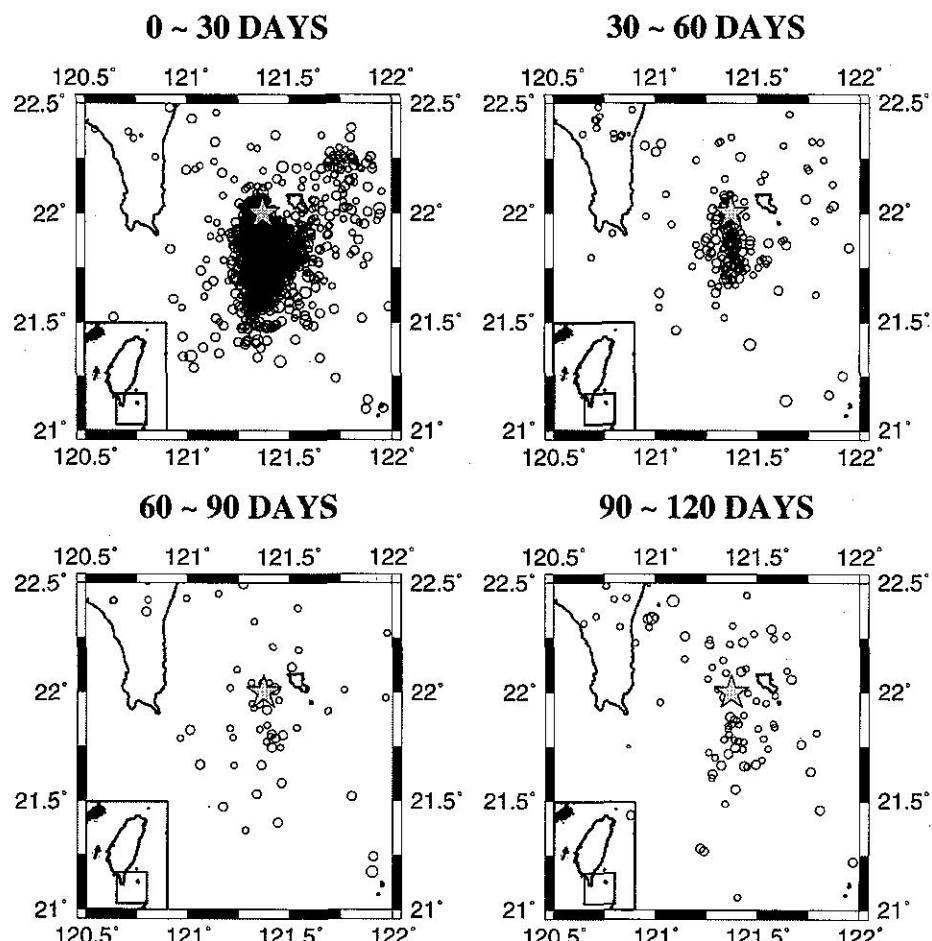
No	Date	Origin time	Location		Depth (km)	M_L	M_S
			Long.	Lat.			
1	1978/07/23	14:42:38.18	121.33	22.35	6.10	7.40	7.4
2	1983/05/10	00:15:03.77	121.51	24.46	1.23	6.00	5.4
3	1985/06/12	17:22:50.84	122.19	24.57	3.31	6.09	5.8
4	1986/01/16	13:04:31.97	121.96	24.76	10.22	6.09	5.9
5	1986/05/20	05:25:49.58	121.59	24.08	15.82	6.10	6.3
6	1986/07/30	11:31:47.53	121.79	24.63	1.55	5.82	5.6
7	1986/11/14	21:20:04.52	121.83	23.99	15.00	6.80	7.8
8	1991/03/12	06:04:06.14	120.07	23.25	12.26	5.67	5.3
9	1993/12/15	21:49:43.10	120.52	23.21	12.50	5.70	5.2
10	1994/06/05	01:09:30.09	121.84	24.46	5.30	6.20	6.5
11	1995/06/25	06:59:07.09	121.67	24.61	39.88	6.50	5.7
12	1996/09/05	23:42:07.88	121.37	22.00	14.76	7.07	6.6
13	1998/07/17	04:51:14.96	120.66	23.50	2.80	6.20	5.4
14	1999/10/22	02:18:56.90	120.42	23.52	16.59	6.40	5.6
15	2000/05/17	03:25:46.62	121.10	24.19	9.74	5.59	5.3
16	2000/06/10	18:23:29.45	121.11	23.90	16.20	6.70	6.2
17	2000/07/28	20:28:07.72	120.93	23.41	7.40	6.10	5.6
18	2001/06/14	02:35:25.78	121.93	24.42	17.29	6.30	5.6
19	2002/05/15	03:46:05.91	121.87	24.65	8.52	6.20	6.2



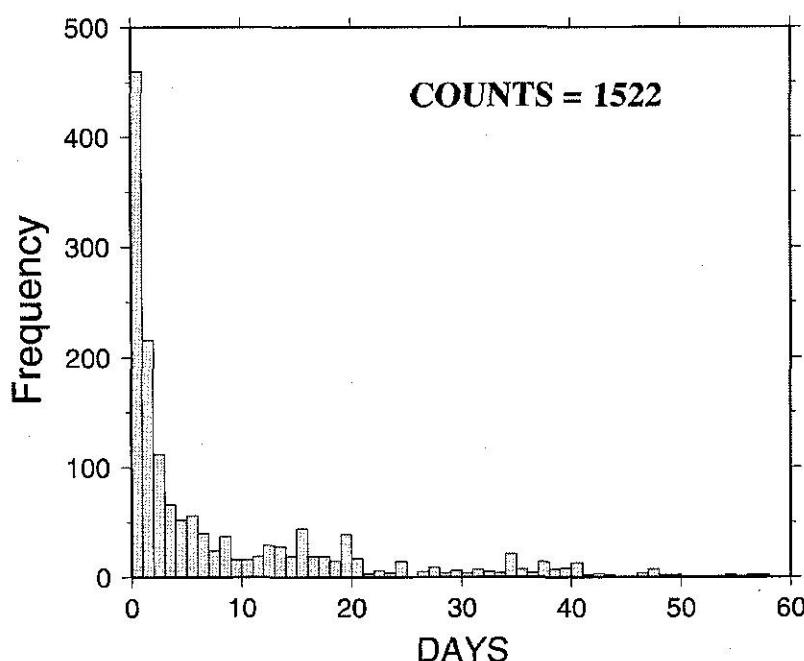
圖一、本研究選取的 19 個地震震央分布圖。星號表示震央位置，數字表地震編號。



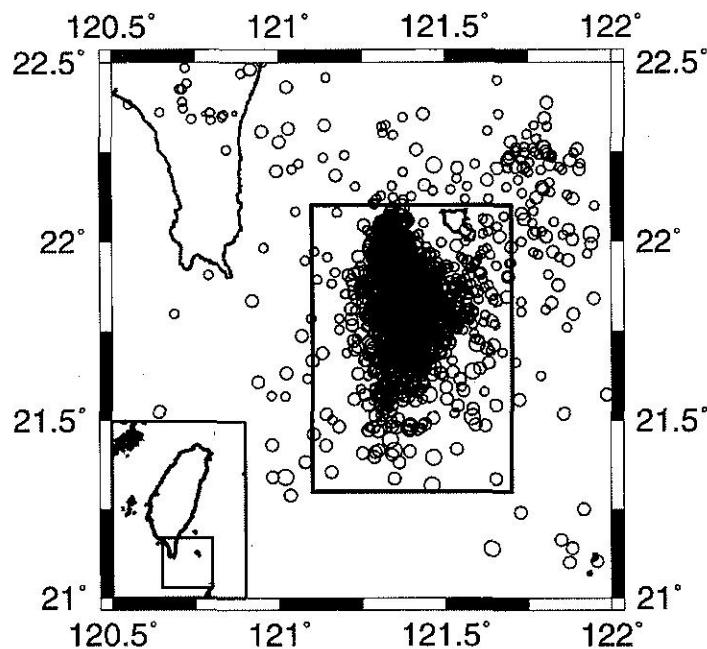
圖二、1996年9月5日發生在蘭嶼附近的強震前60天與前30天內的地震分佈圖。星號表示主震的震央位置。



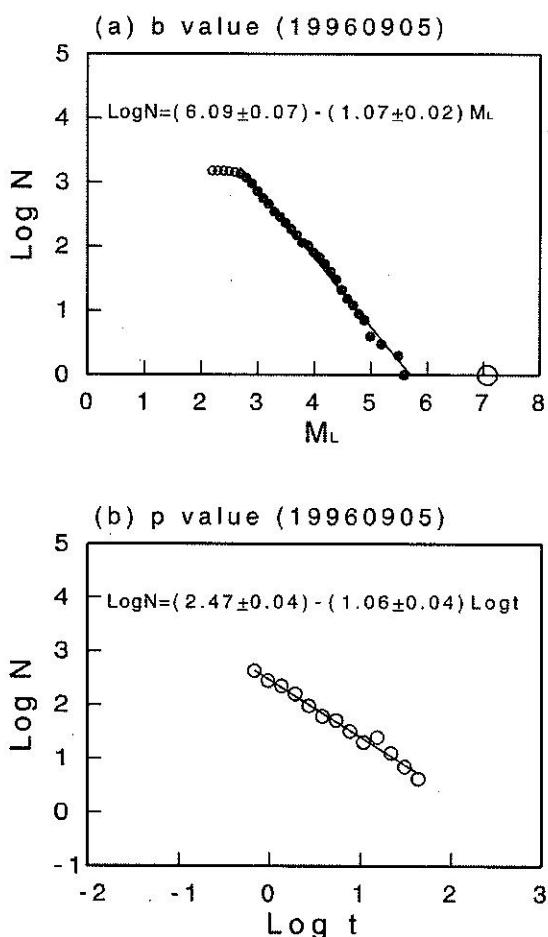
圖三、1996年9月5日主震後30天，30天至60天，60天至90天，90天至120天的地震分布圖。星號表示主震的震央位置。



圖四、1996年9月5日蘭嶼地震的餘震系列時間分布圖。本研究選取60天當作餘震系列的終止時間。



圖五、1996年9月5日蘭嶼地震的餘震系列空間分布圖。本研究採用矩形當作餘震系列的空間分布範圍。



圖六、1996年9月5日蘭嶼地震的餘震系列之**b**值與**p**值回歸曲線圖。其中圖(a)為Gutenberg-Richter關係式的圖形，實心圓表示用來計算回歸直線的資料點，小的空心圓表示捨去的資料點，大的空心圓表示主震的規模，回歸直線的斜率為1.07，亦即**b**值。圖(b)為Omori的餘震衰減修正公式的圖形，空心圓表示資料點，回歸直線的斜率為1.06，亦即**p**值。

由表二的結果可知，在所分析的19組餘震中有四組(編號2,4,6,12)的**b**值特別大(接近1.1)，其中有三組(編號2,4,6)在東北部(宜蘭)地區，另一組(編號12)在蘭嶼，這些地區的熱流值都比較高，推測此高活動度是受地下熱流的

影響所致。**b**值在1.0附近的有六組(編號3,7,8,10,11,18)，其中五組(編號3,7,10,11,18)仍然分布在東北部，另一組(標號8)則在臺南西北邊的海岸邊，此現象可能與臺南盆地的構造有關。其餘九組(編號1,5,9,13,14,15,16,17,19)，除了編號1發生在蘭嶼和綠島間的地震(其**b**值約為0.9)外，其餘八組發生在台灣中南部及花蓮附近的地震，其餘震活動度(**b**值)均小於0.9，這些地震大都與斷層有關。此外，標號9,14,15等三組餘震的活動度偏低(**b**值小於0.75)，其原因可能與地下岩層的破碎程度(碎性岩層)有關。

在餘震的時間衰減率(**p**值)方面，有三組餘震(編號1,6,12)呈現高衰減率(**p**值大於1.0)，除了編號6的地震是位於宜蘭蘇澳附近外，其餘兩個地震發生在蘭嶼、綠島附近，此現象應與火山活動(高熱流)有關(Mogi,1967; Kisslinger and Jones,1991)。這些學者認為岩流所產生的高溫狀態會使主震後剩餘的應力快速釋放，因而造成餘震系列急速衰減。相反地，編號3(位於蘇澳外海)和編號5(位於花蓮陸上)兩組餘震系列的衰減特別緩慢(**p**值分別為0.69與0.52)，是因為主震後的幾天，每天發生的餘震次數大致相近所造成。

至於**b**值與**p**值的相關性，從過去一些研究看來，結果也大不相同，Utsu(1961)基於剩餘應力能量的理論推導，得出**b**=(3/4)**p**，Guo and Ogata(1995)由實際資料的分析也發現兩者呈正相關；Kisslinger and Jones(1991)則認為兩者無關，但Wang(1994)分析數十個不同地區的地震後，認為兩者呈現負相關。余貴坤和黃瑞德(1996)分析10組台灣地區的餘震系列後，也顯示負相關。本研究也嘗試把兩者的關係加以探討，但由於資料僅19組，其中兩組在蘭嶼、綠島附近，屬火山地質，與台灣本島不同，故不計入，剩餘17組的**b**值與**p**值繪製成圖七，結果顯示，兩者略呈正相關，其相關係數r=0.21。此相關係數之計算公式如下(Press et al.,

1992)：

列幾點結論：

$$r = \frac{\sum_i (b_i - \bar{b})(p_i - \bar{p})}{\sqrt{\sum_i (b_i - \bar{b})^2} \sqrt{\sum_i (p_i - \bar{p})^2}}$$

式中， \bar{b} 為 b_i 的平均值， \bar{p} 為 p_i 的平均值。

若將上述 17 個地震的位置，以中央山脈為界分為兩群，分別計算各群的 b 值與 p 值之相關程度時，發現中央山脈以西的地震群（編號為 8, 9, 13, 14, 15, 16, 17），其餘震系列的 b 值與 p 值之正相關性稍微增加（見圖八， $r=0.49$ ），而中央山脈以東的地震群（編號為 2, 3, 4, 5, 6, 7, 10, 11, 18, 19），其餘震系列的 b 值與 p 值正相關性也大幅提高（見圖九， $r=0.60$ ）。如只考慮宜蘭附近地區的地震（扣除編號為 5 和 7 的地震），其正相關性則與中央山脈以西的地震群所得結果相近（見圖十， $r=0.39$ ）。此外，就蘭嶼、綠島附近的兩組（編號 1, 12）餘震系列而言，似乎呈現負相關，但資料只有兩組，可信度不高。

為進一步瞭解餘震的特性，本研究也分別探討 b 值與 p 值和主震規模的相關性（見圖十一及圖十二），結果顯示，它們的相關程度也不高（相關係數分別為 0.26 及 0.23）。

四、結論

本研究探討自 1973 至 2001 年間發生於台灣本島及東部近海的中、大規模淺源地震的餘震系列 19 組，分別計算其餘震活動度(b 值)和時間衰減率(p 值)。經分析與討論後，歸納成下

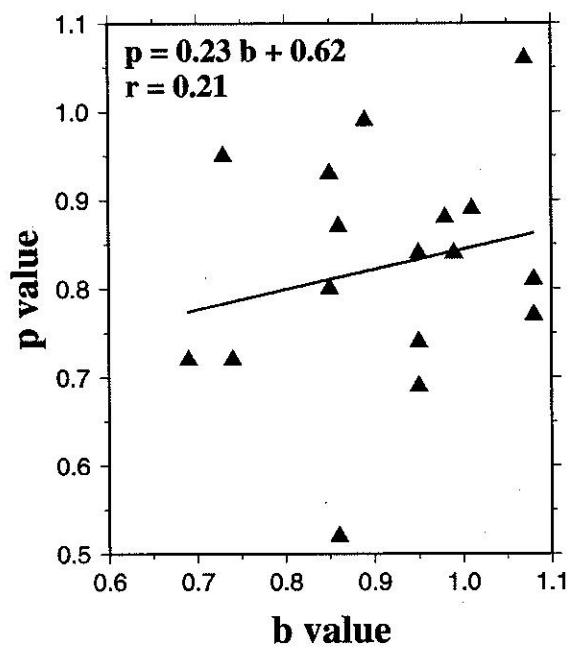
- (1) 餘震的高活動度(b 值大於 1.0)與岩層的高熱流值有關，台灣中南部的陸上地震，其餘震活動度一般都不高(b 值低於 0.9)。
- (2) 餘震的時間衰減率(p 值大於 1.0)高，應與火山地質有關，在分析中，發現有二組餘震系列的時間衰減特別慢，此現象是否與震源附近的地質狀況有關，則尚待進一步研究。
- (3) 本研究結果顯示，以台灣本島而言，餘震系列的活動度與時間衰減率略呈正相關。中央山脈以東的地震餘震系列比中央山脈以西的地震有較高的 b 值與 p 值之正相關性，推測可能與板塊的隱沒有關。至於蘭嶼、綠島附近的餘震，則似乎呈現負相關，雖然資料只有兩組，可信度不高，但仍可看出火山地震的負相關特性。
- (4) 餘震系列的空間分布多呈現不規則形狀，如何正確界定餘震的時空分布，將是影響 b 值與 p 值相關與否的重要因素。
- (5) b 值與 p 值和主震規模的大小略呈正相關，但相關程度都不高。

致謝

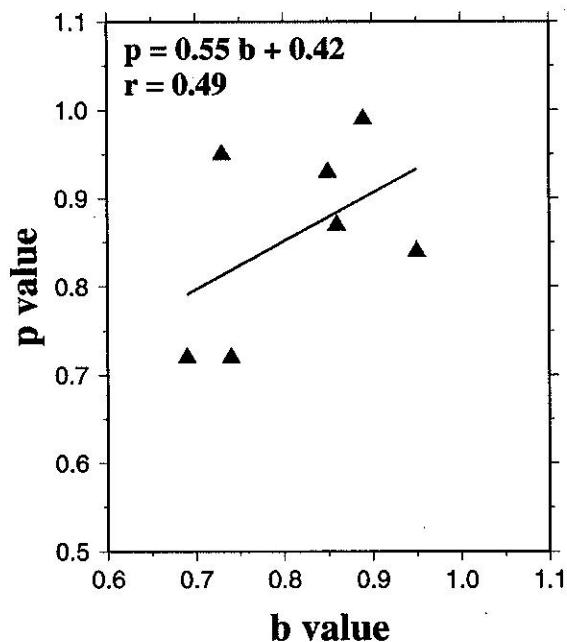
本研究得以完成，作者十分感謝中央氣象局地震測報中心同仁，對地震監測工作的辛勞，並提供地震目錄資料，同時，作者也感謝行政院國家科學委員會支助研究經費，計畫編號 NSC90-2815-C-008-045-M。

表二、本研究所得各餘震系列的 b 值與 p 值。

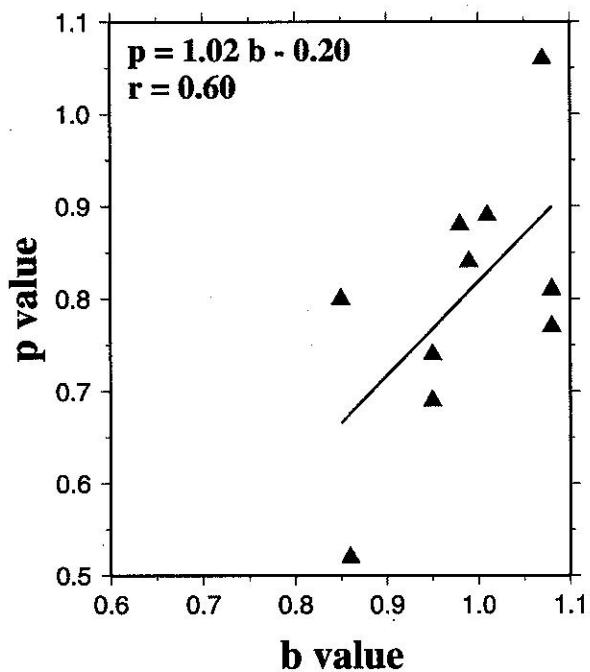
No	days for aftershock sequence	b-value (s.e.)	p-value (s.e.)
1	80	0.90 (0.03)	1.17 (0.06)
2	80	1.08 (0.03)	0.81 (0.04)
3	40	0.95 (0.03)	0.69 (0.04)
4	60	1.08 (0.03)	0.77 (0.03)
5	80	0.86 (0.01)	0.52 (0.06)
6	40	1.07 (0.02)	1.06 (0.05)
7	120	0.99 (0.01)	0.84 (0.02)
8	60	0.95 (0.02)	0.84 (0.05)
9	40	0.73 (0.02)	0.95 (0.02)
10	120	1.01 (0.02)	0.89 (0.07)
11	120	0.98 (0.02)	0.88 (0.02)
12	60	1.07 (0.02)	1.06 (0.04)
13	60	0.85 (0.02)	0.93 (0.04)
14	80	0.74 (0.01)	0.72 (0.04)
15	25	0.69 (0.02)	0.72 (0.05)
16	80	0.86 (0.01)	0.87 (0.03)
17	40	0.89 (0.01)	0.99 (0.04)
18	40	0.95 (0.02)	0.74 (0.07)
19	60	0.85 (0.01)	0.80 (0.03)



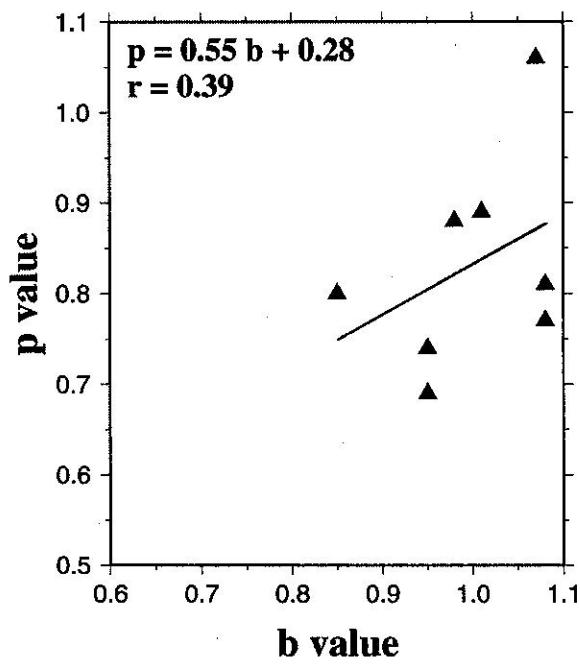
圖七、位於台灣本島及東北部近海的 17 個地震之 b 值與 p 值相關圖，相關係數 $r = 0.21$ 。



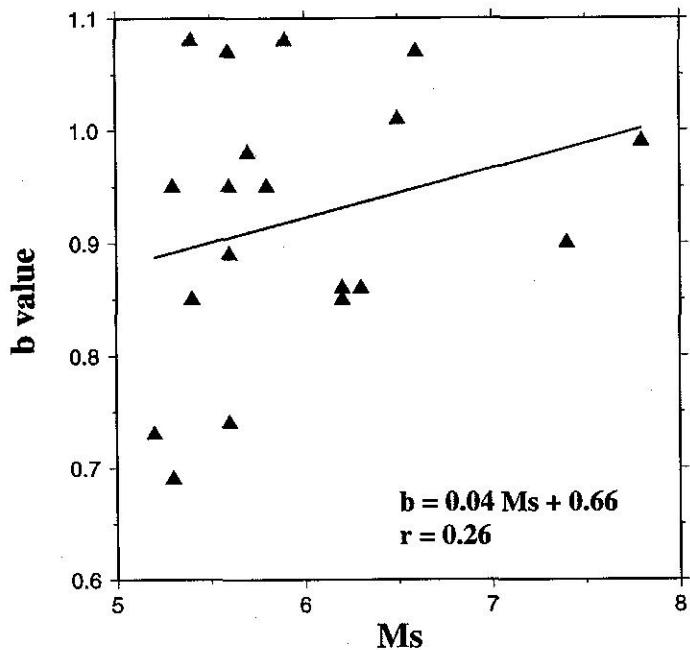
圖八、中央山脈以西的地震群之 b 值與 p 值相關圖，相關係數 $r = 0.49$ 。



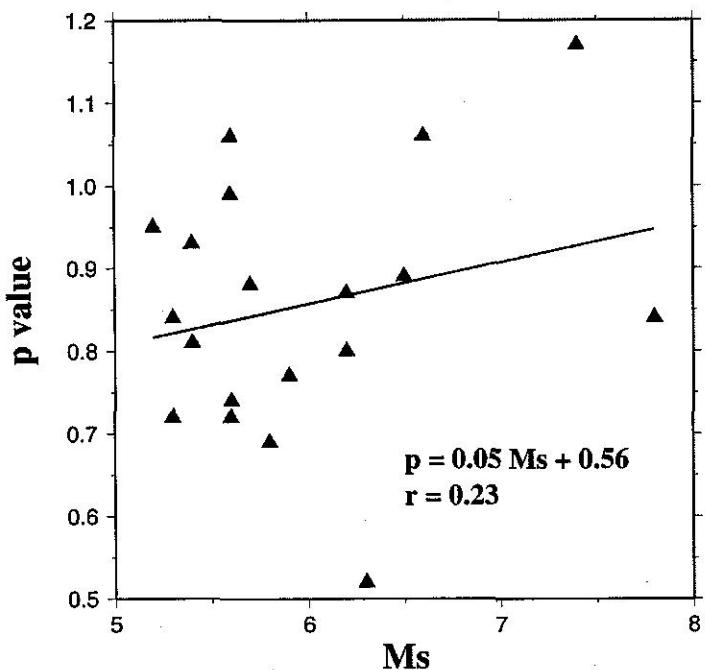
圖九、中央山脈以東的地震群之 b 值與 p 值相關圖，相關係數 $r = 0.60$ 。



圖十、宜蘭附近地區的地震群之 b 值與 p 值相關圖，相關係數 $r = 0.39$ 。



圖十一、餘震的活動度(b 值)和主震規模(Ms)的相關圖，相關係數 $r = 0.26$ 。



圖十二、餘震的時間衰減率 (p 值) 和主震規模 (Ms) 的相關圖，相關係數 $r = 0.23$ 。

參考文獻

- Guo, Z. and Y. Ogata (1995). Correlation between characteristic parameters of aftershock distributions in time, space and magnitude. *Geophys. Res. Lett.* **22**, 993-996.
- Gutenberg, B. and C. F. Richter (1944). Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **34**, 319-323.
- Kisslinger, C. and L. M. Jones (1991). Properties of aftershocks in southern California, *J. geophys. Res.*, **96**, 11947- 11958.
- Mogi, K. (1967). Earthquakes and fractures, *Tectonophysics* **5**, 35-55.
- Nanjo, K., H. Nagahama, and M. Statomura (1998). Rates of aftershock decay and the fractal structure of active fault systems, *Tectonophysics* **287**, 173-186.
- Page, R. (1968). Aftershocks and microaftershocks of the great Alaska earthquake of 1964, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 1131- 1168.
- Press, W. H., B. P. Flannery, A. Teakolsky and W. T. Vetterling (1992) . Numerical Recipes, p.630, Cambridge University Press, New York.
- Scholz, C. H. (1968). The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 399-415.
- Utsu, T. (1961). A statistical study on the occurrence of their aftershocks, *Geophys. Mag.* **30**, 521-605.
- Wang, C. T. and J. H. Wang (1993). Aspects of Large Taiwan Earthquakes and Their Aftershocks, *TAO*, **4**, 257-271.
- Wang, J. H. (1994). On the correlation of observed Gutenberg - Richter's b value and Omori's p value for aftershocks, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 2008-2011.
- 余貴坤、黃瑞德 (1996). 台灣地區大地震 b 值與 p 值之關係，台灣地區強地動觀測計畫研討會(三)論文摘要，157-163 頁。

A Study on Characteristics of Aftershock Sequences in Taiwan area

Guey-Kuen Yu¹ and Hsin-Chiang Liang²

1. Department of Civil Engineering, Van-Nung Institute of Technology.

2. Department of Earth Science, National Central University.

ABSTRACT

The aftershock sequences of 19 shallow earthquakes with moderate- to large-size, located within the island or at the eastern near off-shore of Taiwan from 1973 to 2001, are investigated. The seismicity (b-value) and decay rate (p-value) of aftershocks are estimated for each sequence. The results show that the location of mainshock with high b and p values of the aftershock sequence is related to the area of high heat flow. For the earthquakes located within the island and at the northeastern near off-shore of Taiwan, there is only slightly positive correlation between the b- and p-values in this study. However, if these earthquakes are separated into two groups based on the location of the Central Range, we find that the aftershock sequences of the earthquakes located at the eastern side of the Central Range have higher positive correlation between the b- and p-values than those at the western side. This result may correlate to the plate subduction in the northeastern Taiwan. Furthermore, correlations of the b-value and p-value versus to the magnitude of mainshock are small positive too.

Key words : shallow earthquake, seismicity, decay rate.