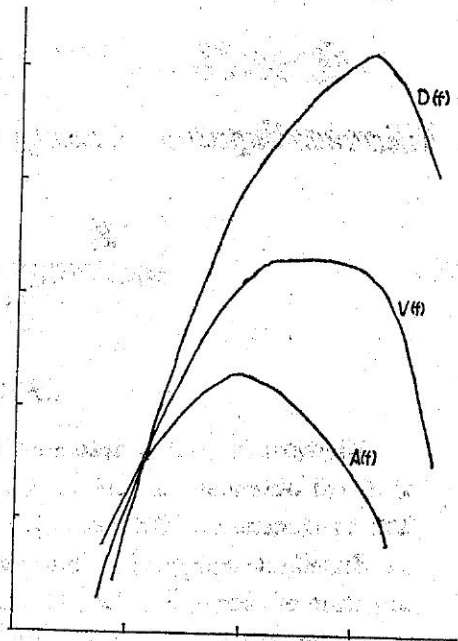


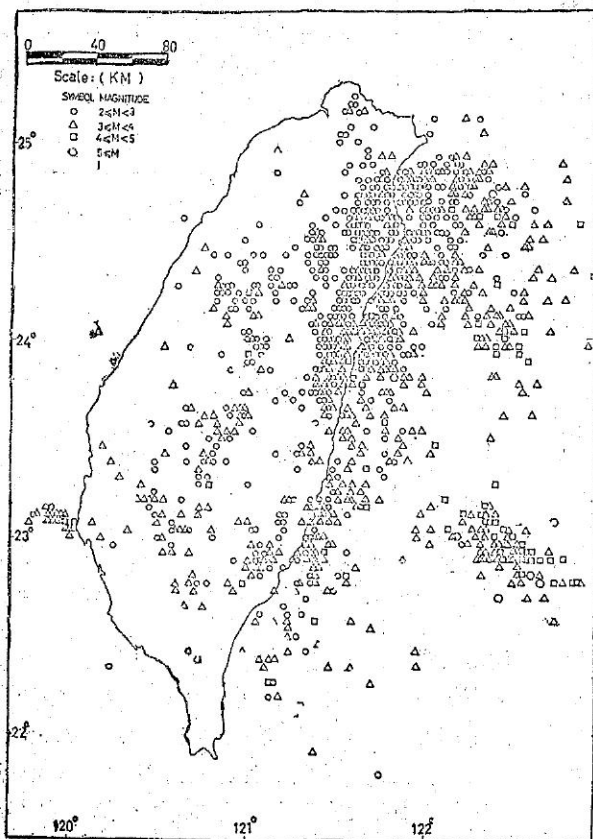
圖二：中央研究院測震網 [3]

Fig. 2. Distrifution of seismological instrumentation of the Academia Sinica. [3]



圖三 位移 $D(f)$, 速度 $V(f)$ 及加速度 $A(f)$ 之放大係數 [3]

Fig. 3 Sensitivity, $D(f)$: displacement, $V(f)$: velocity $A(f)$: acceleratin [3]



圖四 1975 年臺灣地區微小地震分佈圖 [3]

Fig. 4 Distribution of microearthquakes in 1975. in Taiwan region. [3]

年一年中所記錄之微小地震分布 [3]。該自動測站網，如用攜帶式儀臨時加強，即可測得 M 1 以下之極微小地震 (ultra-microearthquake)。圖五係在嘉南地區觀測之一例 [4]。

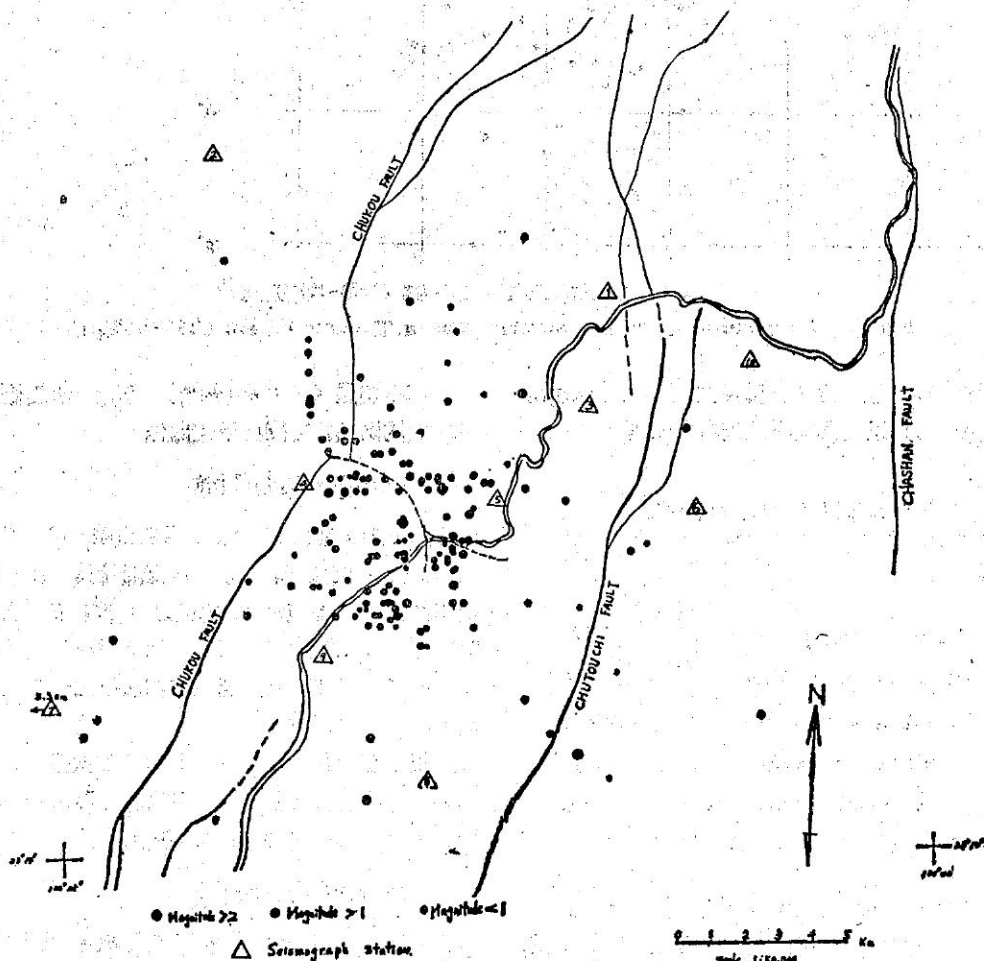
該處自 1973 年起發行季刊「臺灣地震紀錄」，已達五年，所觀測之微小地震有一萬次以上。該處一年間所觀測之地震次數 (圖四)，約相當於中央氣象局測站網在 38 年間所得之地震次數如圖五 [5]。

本文將介紹微小地震之特性，並使用中央研究院地球科學研究所籌備處地震記錄，繪製雲林縣草嶺附近之微小地震分布，而發現在此區微小地震與河流之分布間有非常密切之關係。

二、主要地震與微小地震

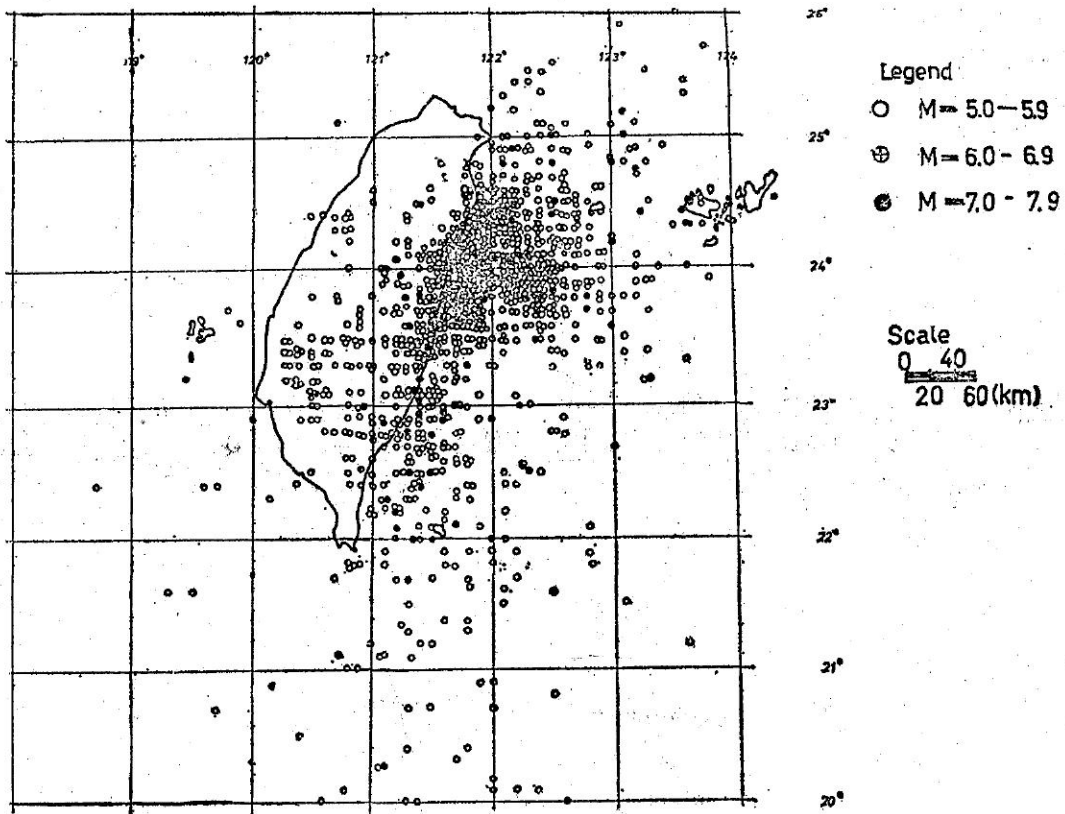
地震大小 (規模) 之範圍相差甚大，大者可引起山崩，地裂，斷層以及整個地球振動，亦可使建築物發生倒塌，破壞，使人類蒙受大災害。小者人體根本感覺不到，只有普通地震儀，甚至於超高倍率地震儀才能測到。地震之大小通常使用地震規模 (earthquake magnitude) M 來表示。M 為小數一位之無名數，M 最大者達 8.6 左右，而最小者可能達 -2 左右 [1]。

據萩原 (Hagiwara)[6]，以 M 可以定名地震如表一。通常人體能感到者，大部分為 M4至6，而 M3~4 者，僅在震央附近的人才能感覺到。為了



圖五 1973 年 3 月 1 日至 31 日嘉南地區微小地震分佈 [4]

Fig. 5. Distribution of microearthquake from March 1 to 31, 1973, in Chiayi-Tainan area [4]



圖五：臺灣地區主要地震分佈圖 (1936-1973) [5]

Fig. 5. Distribution of major earthquakes in Taiwan region (1936-1973) [5]

方便起見，M3 以上之地震叫做主要地震 (major earthquake) 以便與微小地震有所區別。

表一 以規模 M 分類之地震名稱

名	稱	M
大地震 (large earthquake)		$M \geq 7$
中地震 (medium earthquake)		$7 > M \geq 5$
小地震 (small earthquake)		$5 > M \geq 3$
微小地震 (microearthquake)		$3 > M \geq 1$
極微小地震 (ultra-microearthquake)		$1 > M$

英文 microearthquake 有一些人，譯為「微震」，但據中央氣象局震度階級分類 [1]，微震為 I 級地震，即表示 M 3 以上之地震，故著者希望使用「微小地震」以便和有感地震 I 級者區別。

據古騰堡 (Gutenberg) [7]，地震能量 E 與地震規模 M 之間有下式關係，

$$\log_{10} E = 11.8 + 1.5M \quad (1)$$

由此式可知，M 相差 1.0，能量相差 $10^{1.5}$ 倍，即約 32 倍。例如 M 7.0 之地震能量為 M 6.0 之約 32 倍，而為 M 5.0 地震之 1,000 倍，而為 M 3.0 之 1,000,000 倍。由此可知，微小地震雖然其次數很多，但其釋放之能量總和却不比一次主要地震大。

規模在 M 與 M + dM 之間的次數 N 與規模 M 之間有古騰堡——李克特 (Gutenberg-Richter) 之有名經驗公式 [8]，

$$\log_{10} N(M) = a - bM \quad (2)$$

上式中 a, b 為常數。b 值在臺灣為 0.95 [2]，故規模減小 1，其次數即增加約 10 倍。此式原係適用於主要地震，但對於微小地震亦可適用 [9]。徐氏 [2] 獲得在臺灣之 M 4.0 地震年平均次數

為 2 次左右，由此可知 M 2.0 微小地震年平均發生次數約為 2,000 次。

石本——飯田 (Ishimoto-Iida) [10]，於 1939 年做微小地震觀測時，發現地震記象上最大振幅在 A 與 $A+dA$ 之間的次數 $N(A)$ 與振幅 A 之間有下式關係，

$$N(A)dA = KA^{-m}dA \quad (3)$$

上式中 K 和 m 為常數。

由(2)式可得，

$$N = \text{Const.} \times 10^{-bM}$$

$$\therefore N(M)dM = \text{Const.} \times 10^{-bM}dM \quad (4)$$

另一方面，石本——飯田公式(3)可寫做，

$$N(A)dA = \text{Const.} \times 10^{-m}dA \quad (5)$$

由規模之定義可得，

$$M = \text{Const.} + \log_{10}A \quad (6)$$

$$\therefore A = \text{Const.} \times 10^M \quad (7)$$

因此(5)式變成，

$$N(A)dA = \text{Const.} \times 10^{-mM}dA$$

(7)式代入此式可得，

$$N(M)dM = \text{Const.} \times 10^{-mM} \frac{dA}{dM} dM$$

$$= \text{Const.} \times 10^{-(m-1)M} dM \quad (8)$$

(4)式和(8)式相比較可得，

$$b = m - 1 \quad (9)$$

也就是說，石本——飯田公式與古騰堡——李克特公式實質上表示相同意義，故(3)式亦可適用於主要地震。即有關規模與其發生次數之關係以及最大記象振幅與其觀測次數之關係式，不分地震之大小均可適用。

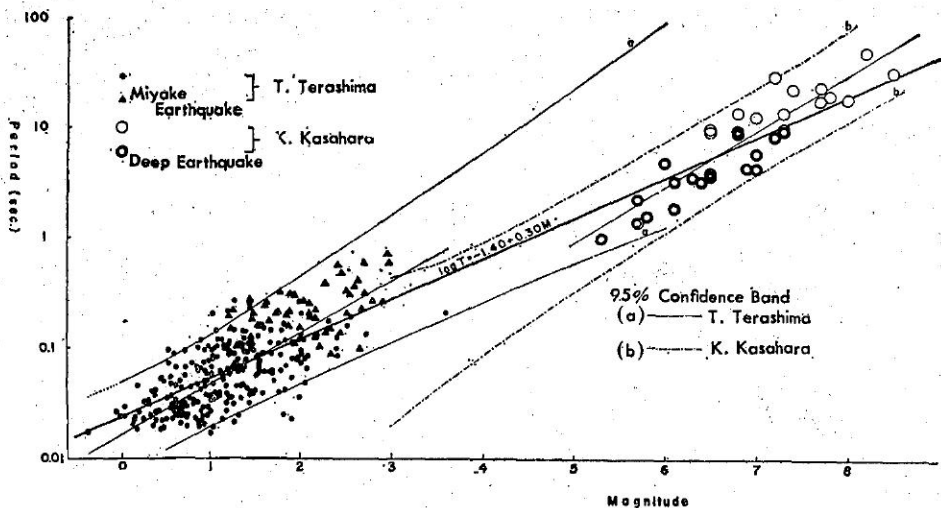
微小地震之發生次數相當於時間軸縮短情況下之主要地震發生次數。同理微小地震波動之週期也可以當做主要地震波動週期之時間軸縮短者。關於微小地震波動之卓越週期 (prevailing period)，波譜 (spectrum) 與地震規模之關係，有寺島 (Terashima) [11] 之詳細研究。

圖六表示地震規模 M 與初動卓越週期 T_p 之關係，而亦可由下式表示，

$$\log_{10} T_p = -1.40 + 0.30M \quad (10)$$

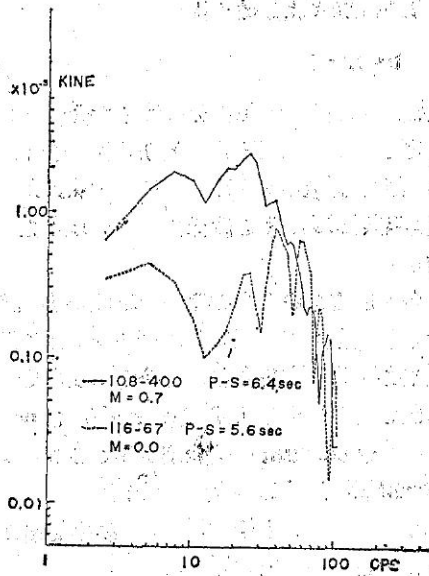
由此式可連結主要地震和微小地震 ($M8 \sim 0$) 之規模 M 與初動卓越週期 T_p 之關係。即隨着地震規模變小，卓越週期依 (10) 式變短。我們知道以一定張力支持之弦長愈短，其振動數愈高。由此可推測地震波動之卓越週期與震動源有關。

此外選擇 $S-P$ 時間相差不多，而不同規模地震初動之波譜相互比較結果如圖七 [11]。 $S-P$ 時間相同表示，衰減之影響相同，在短週期 (高頻



圖六： $0 \leq M \leq 8$ 地震初動之卓越週期與規模之關係 [11]

Fig. 6. The relation between the prevailing period of first motion of earthquakes ($0 \leq M \leq 8$) and its magnitude [11].



圖七：不同規模 S-P 時間約六秒地震初動之波譜比較[11]

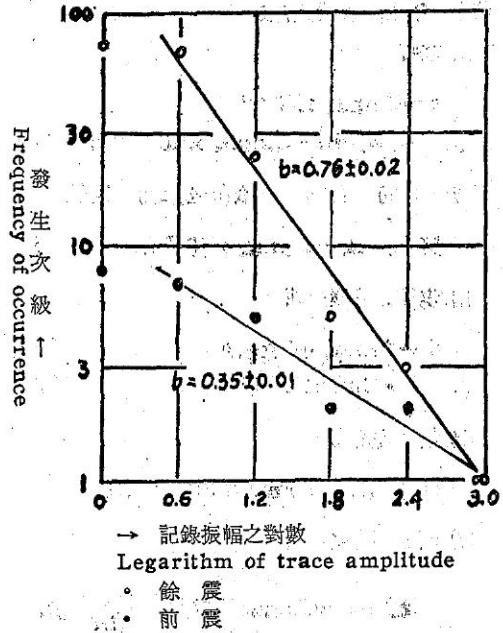
Fig. 7, The comparison of the spectra of the microearthquakes with S-P=6. sec for different M.[11]

率) 部分, 兩者一致, 而在長週期 (低頻率) 部分可看出兩者之差異。即從波譜或卓越週期之觀點看, 微小地震與主要地震比較, 並無異質之點, 故可以統一地了解。

其次關於前震 (foreshock) 和餘震 (aftershock) 發生情況, 亦待微小地震之研究後, 逐漸明白。前震發生次數比餘震發生次數少的很, 且 b

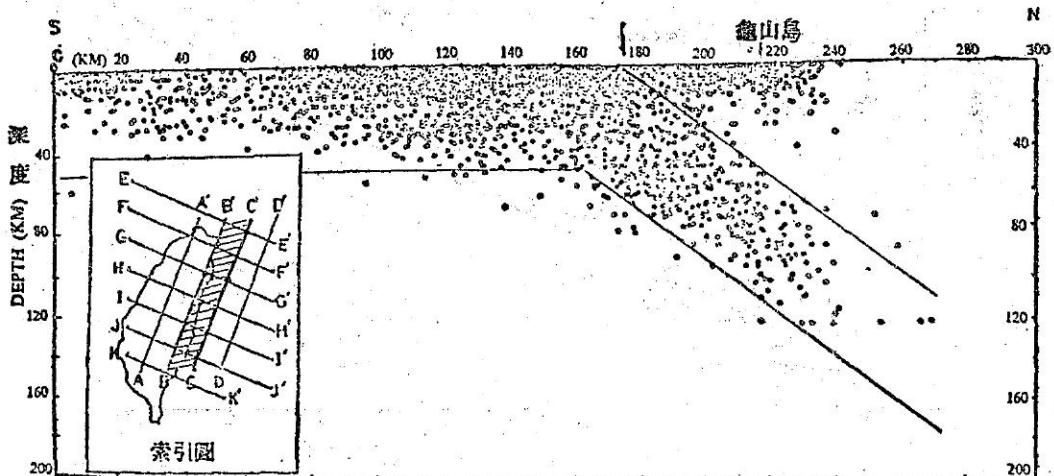
值較小, 也就是說, 規模較小地震次數與規模較大地震次數之比率較小, 如圖八 [12]。

末廣等 (Suyehiro et al., 1964) [12], 於 1964 年 1 月 22 日在松代發生之 M 3.3 小地震所伴隨之前震與餘震計算 b 值不同之情形。餘震之 b 值為 0.76 和主要地震之 b 值差不多, 但前震之 b 值為 0.35, 只有餘震之一半而已。這個事



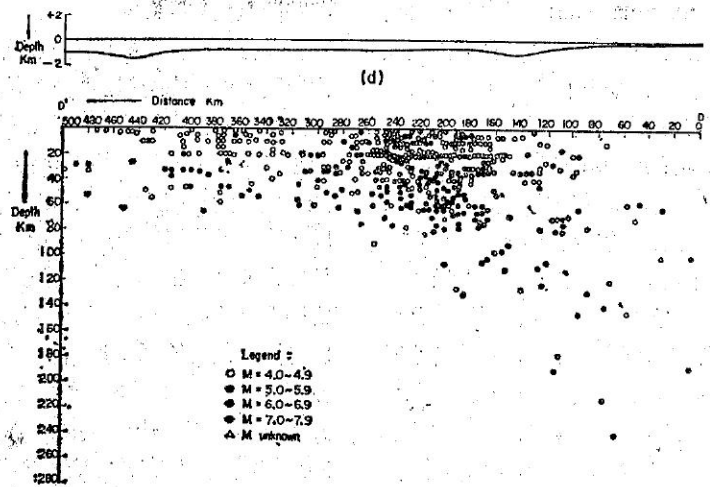
圖八：前震和餘震 b 之值比較[12]

Fig. 8. Comparison of b values of foreshocks and aftershocks [2]



圖九：微小地震震源沿東部沿海 c-c' 剖面上之投影[14]

Fig. 9. Hypocentral projection along East Seismic Zone (microearthquakes)[14]



圖十：主要地震震源沿東部地震帶垂直面上之投影[2]

Fig. 10. Hypocentral projection along East Seismic Zone (major earthquakes) [2]

實與茂木 (Mogi) [14]，所做的室內破壞實驗所獲得的結果吻合。末廣之研究如使用主要地震資料，不知要待多久才能完成，或者永遠無法研究。

關於微小地震垂直分布有蔡氏等 [14] 之研究，圖九表示沿臺灣東部沿海之剖面圖。徐氏 [2] 使用主要地震所繪的剖面圖如圖十，兩者很相似。和前面所述之水平分布 (參考圖四及圖五) 綜合，可以作為結論，即微小地震之空間分布與主要地震之空間分布並無兩樣。

微小地震亦和主要地震一樣，也可以解析發震機制 (focal mechanism)。據淺田 (Asada) [15] 之研究，微小地震之發震機制，其規模較大者顯示與主要地震相同機制，但其規模較小者，主壓力之方向與主要地震者不一致，而顯示紊亂。此關鍵值隨着各地方而不同，在日本松代地方，此值為 M 2。

綜合以上微小地震之研究結果，關於規模與其發生次數，波動之卓越週期，震源之空間分布，前震與餘震，發震機制以及地震體積 (earthquake volume) 等種種性質，主要地震至微小地震係由簡單的關係所連結。因此微小地震與主要地震相同，基於地殼或者地函 (mantle) 上部活動之構造性原因而發生，本質上沒有區別的理由。只因微小地震之規模較小，故波動不能到達較遠處，且無長週期成分，其利用價值雖有限制，但其資料集積速度較快，可以充分補償其缺點。

三、微小地震活動之意義

由前節我們知道，關於微小地震除了其規模較

小之外，不需要和主要地震區別。因此要了解某一地區之地震活動度 (seismicity or seismic activity)，如使用微小地震觀測網來測量，所需時間即 2~3 週就可以。與主要地震觀測相比較，時間上相差太多，可以節省許多時間，非常方便。因此十幾年來，微小地震之觀測和研究受到了重視。

例如奧利哈等 (Oliver et al.) [16]，使用攜帶型高靈敏度短週期地震儀，測量北美大陸內華達 (Nevada) 及阿拉斯加 (Alaska) 等州之微小地震。他們以一天之微小地震數做為某地點之微小地震活動度 (microseismicity)，而發現微小地震數之分布與歷史上應變釋放 (strain release) 之地理分布吻合。此外在阿拉斯加馬金雷 (Mc Kinley) 山附近觀測結果顯示，在斷層附近每天測到 20 至 30 次微小地震；但離開斷層 10 英里外就沒有發生微小地震。

浦隆和阿連 (Brane and Allen)[17] 在南加州聖安得瑞斯斷層系統 (San Andreas Fault System) 所做的微小地震測量結果顯示，其活動度與斷層之蠕動 (creep) 有相關存在。其中最值得注意的是，在此斷層線中，1857 年發生大地震部分現在沒有測到一次微小地震。

從板塊構造學 (plate tectonics or new global tectonics)[17] 觀點而論，在海嶺 (ocean ridge) 新生的板塊 (plate) (或岩石圈 (lithosphere)) 向海嶺兩邊擴張，而海嶺本身由

許多變移斷層 (transform fault) 切斷。淺層地震即發生在這些斷層上。其最顯著之例子為聖安得瑞斯斷層，其事實可以做如下的解釋。即聖安得瑞斯斷層經過一億年以上之蠕動結果產生數百公里以上之相對位移。在此斷層系統發生之主要地震與蠕動有密切關係。對於微小地震而言，亦可能有同樣密切關係存在。斷層系統整體以每年 1 公分左右的速度蠕動。如果斷層系統之一部固着，此時對於斷層整體之應力就集中在此一部分。因為斷層兩邊固着的關係，在這裡雖有應力作用，但不產生小破壞，也就是說微小地震也不會發生。在固着部分所蓄積的能量超過此地岩石所能承受的限界時，就發生大地震。1971 年 2 月 9 日聖非南都 (San Fernando) 地震就是發生在沒有發生過微小地震之地域。大地震發生以前，主要地震活動減低的情況在臺灣 [2] 或日本常常被人指出 [19]。大地震發生直前，在此地域沒有微小地震活動的事實，可以說是一重要發見。另有一例是日本關東地方南部，過去雖有過大地震發生，但現在幾乎沒有微小地震。因此微小地震在板塊構造論上，亦可扮演重要角色。

另一方面，在日本 1891 年濃美大地震發生後，在震源域微小地震尚在繼續發生之中 [19]。此外松代羣生地震發生中，微小地震繼續發生之地區，在數月以內發生了 M 5 左右之地震數次 [15]。此事實和上述美國加州觀測結果，互相矛盾。即

(i) 大地震發生直前，微小地震也沒有發生 (美國加州)。

(ii) 大地震後且餘震活動停止後，還有微小餘震之發生 (日本濃美地方)。

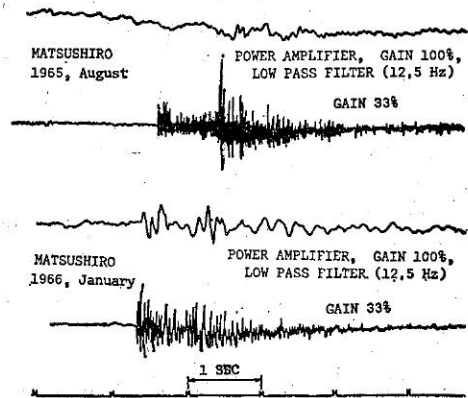
這種重大差異，目前的推測是，因地殼之性質不同而發生。據茂木 (Mogi) [13] 之岩石破壞試驗，適當不均勻之岩石試料加以力量後，就發生許多小破壞後再發生大破壞。非常不均勻時，只發生小破壞而不發生大破壞，非常均勻時，不發生小破壞而突然發生大破壞。由此試驗結果類推，松代地區之地殼是不均質，而關東南部可能較均質。

要闡明此問題，必須繼續研究微小地震活動與地體物理學 (tectonophysics)，與板塊構造學以及局地地殼構造等之關係，才會找到問題之線索。

在進行上述問題之研究以前，必須先了解局地地殼構造，Q 值 (quality factor) [20] 之局地分布，應力下降 (stress drop) 之局地分布以及

其時間變化等問題。

Q 值為一無因次參數，以彈性體表示某一物質之性質。例如完全彈性體 Q 值為 ∞ 。此值亦表示波動衰減之大小。應力下降是從震源斷層模型錯開理論 (dislocation theory) 之研究而發展之概念，顯示斷層產生時，「跳動」之強弱。跳動較強時，產生較高周波數之波動，而較弱時產生較低周波數之波動。也就是說，應力下降之高低表示地殼之強弱。圖十一表松代羣生地震之初期 (1965 年 8 月) 及最盛期 (1966 年 1 月) 之地震紀錄，而兩者之地震規模及 S-P 時間大約相等 [19]。由此圖可知，在初期地震波動中 100 Hz 以上之波動比較優勢，但在最盛期較低周波數之波動比較卓越而無法檢出 100 Hz 以上之波動。其後之記象逐漸回復較高周波之成分。即在松代羣生地震初期應力下降較高，而在最盛期減低，然後逐漸變高。此事表示，羣生地震發生之初期，地殼較緻密且強硬，而發生羣生地震後產生許多裂縫，而在最盛期地殼變弱，然後地殼再度固着之中。



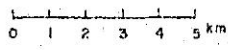
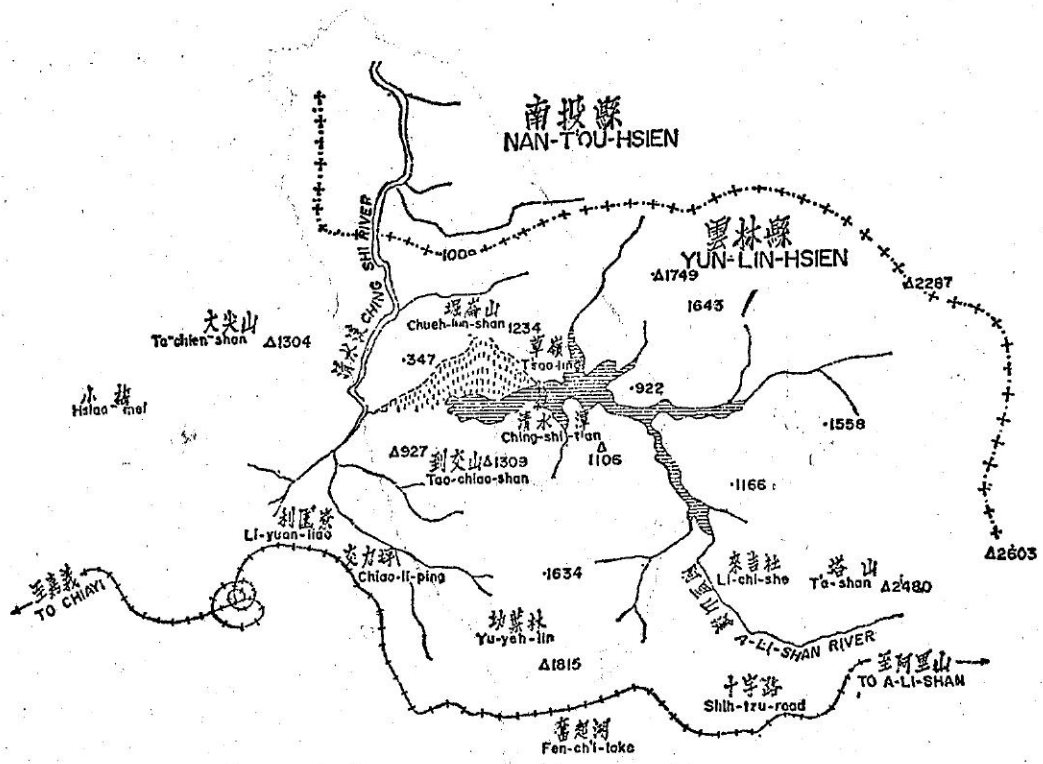
圖十一：松代羣生地震初期 (上) 和最盛期 (下) 之微小地震記象圖 [19]

Fig. 11. Seismograms of Matsushiro earthquake swarm, beginning (upper) and highest activity (lower) [19]

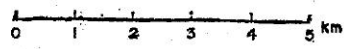
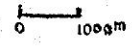
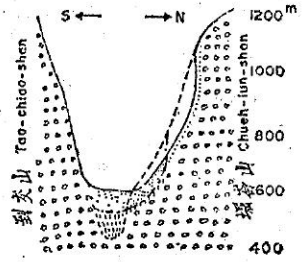
總而言之，微小地震之活動具有主要地震活動相同之意義，而與地體構造有密切之關係。

四、草嶺附近之微小地震活動

草嶺是屬於雲林縣古坑鄉的一個村，位於清水溪 (臺灣最長的濁水溪之支流) 上游阿里山溪之右岸，四周山巒環抱，略屬盆地如圖十二，十三及十四。

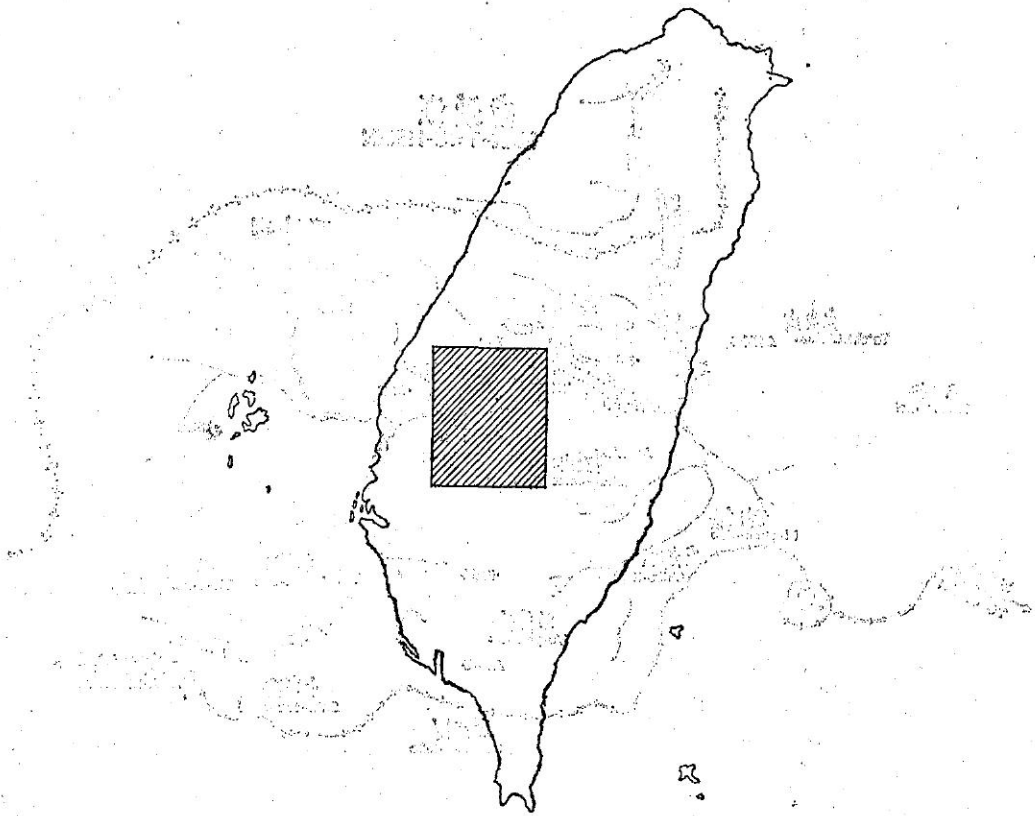


—+—	縣境 COUNTY BOUNDARY		崩土 COLLAPSED SOIL
—Y—	河川 RIVER	———	湖水 LARE WATER
△927	山岳 MOUNTAIN	———	原谷壁 ORIGINAL VALLEY WALL
—+—	鐵路 RAILROAD	———	第一次谷壁 PRIMARY VALLEY WALL
○	砂岩基盤 SAND STONE BED ROCK		第二次崩土 SECONDARY COLLAPSED SOIL



圖十二：1941年12月17日嘉義烈震地變圖

Fig. 12. Ground effects due to December 17, 1941. Chiayi Earthquake



圖十三：草嶺附近位置圖

Fig. 13. Location of Tsaoling area

從歷史記載，諸如臺灣府誌，諸羅縣誌，彰化縣誌，雲林采祥冊，淡水縣誌，澎湖縣誌，重纂福建通誌以及荷據時代荷人典籍之中，能找到崇禎十七年（1664年）以後地震儀觀測（1897年）以前發生之破壞性大地震及主要地震之記載〔2〕。

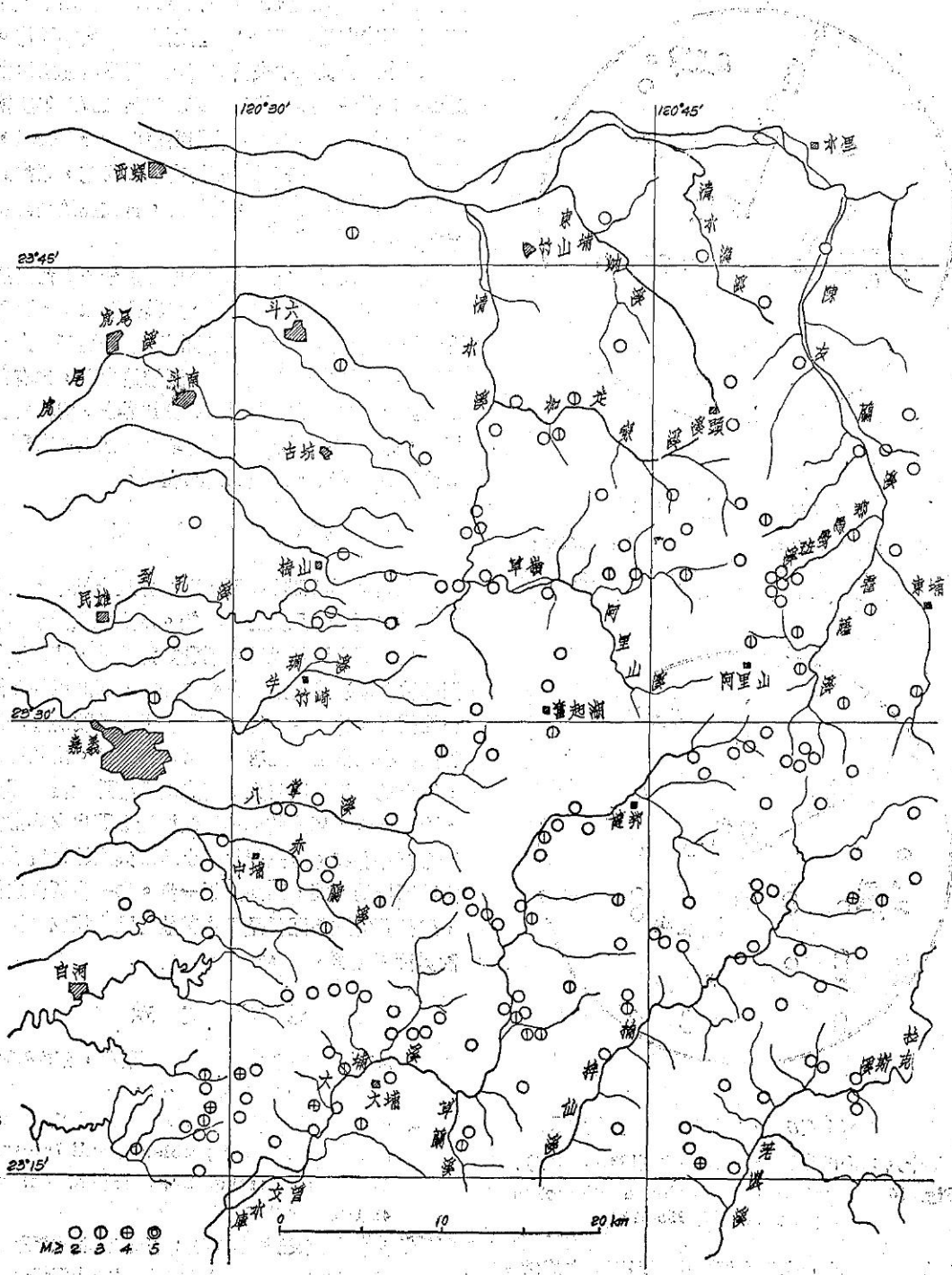
其中較大者為永歷八年（1654年），乾隆四十一年（1776年），道光十九年（1839年），道光二十年（1840年），咸豐十一年（1861年），光緒十四年（1884年）等地震。而值得注意者，其中1840年，1861年，1881年等地震時，在雲林縣內大尖發生了大山崩。

有地震儀觀測以後至1935年為止，以草嶺為中心半徑40公里內所發生主要地震計有15次，其中顯著地震a（有感距離半徑大於300公里之地震）2次，稍顯著地震b（有感距離半徑為200公里以上300公里以下之地震）6次，小區域地震C（有感距離半徑100公里以上200公里以下之地震）7次如圖十五所示。顯著地震為1906年3月

17日嘉義裂震及同年4月14日鹽水港裂震，均引起大災害，且前者產生梅仔坑地震斷層。

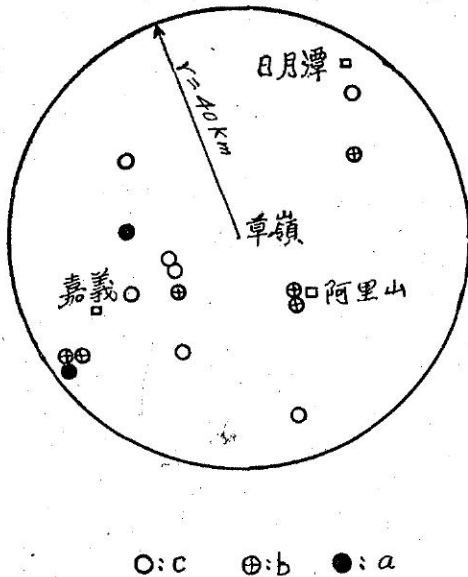
其後地震設備加強，中央氣象局測震網之地震檢知能力亦提高，所觀測之地震次數就增加如圖十六所示。此圖表示地震規模M 5.0以上之地震分布，於草嶺為中心40公里以內計有34次。其中有一次M大於7.0，一次M大於6.0而小於7.0。

最大者為1941年12月17日嘉義裂震，其規模M為7.1，造成大災害。在草嶺發生大山崩，崩落沙石將清水溪上游阿里山溪下游阻塞，形成震生湖「清水潭」。圖十二表示地變情況。更詳細地說，大山崩發生在堀崙山，海拔為1,234公尺與其南側對面之1,309公尺到交山形成“V”字河谷。阿里山溪下游，由東向西流，經此河谷與清水溪上游合流。堀崙山面對河谷一面山勢陡峻，而該地地層由綠灰岩及暗灰色砂岩所組成少夾頁岩，上覆暗色表面上，故土質較鬆，一遇激烈震動容易崩坍

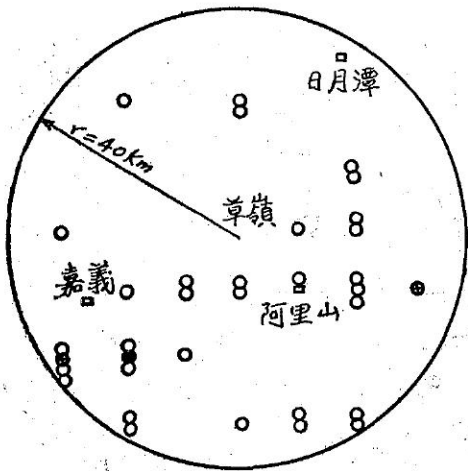


圖十四：草嶺附近微小地震分佈圖

Fig. 14. Distribution of microearthquakes near Tsaoiling



圖十五：草嶺附近主要地震之分布 (1897-1935年)
Fig. 15. Distribution of major earthquakes near Tsaoling (1897-1935)



圖十六：草嶺附近主要地震之分布 (1936-1977年)
Fig. 16. Distribution of major earthquakes near Tsaoling (1936-1977)

。草嶺震生湖的形成係由掘塌山崩坍下來之岩塊，泥土阻塞阿里山溪所造成之一天然水壩。其東西長達 7 公里，濶為 800 公尺，深達 160 公尺。1951 年 5 月 19 日因連日來之大雨，堤防崩壞而在二水，斗南等地造成水患。此外據古老之言，在這裡約 80 年前（即 1861 年南臺灣大地震，死者千餘

人）也因地震發生大山崩。在 1941 年大山崩發生前，東西走向的長度約一公里斷崖係其痕跡[21]。

圖十四係根據中央研究院地球科學研究所籌備處出版之臺灣地震紀錄自 1973 年至 1977 年所繪製之微小地震分布圖。其範圍為東西約 55 公里，南北約 65 公里。在此範圍內有許多河流，諸如濁水溪，北港溪，朴子溪，八掌溪，曾文溪及高屏溪等之支流。

由此圖很容易發現，微小地震之分布與河流的分布之間有非常密切之關係。尤其是清水溪，那馬憂班溪，大埔溪上游，楠梓仙溪及荖濃溪等。由此可知微小地震之活動與局地地質構造之間，也有非常密切之關係。據筆者所知到目前為止，尚無此種報告。進一步可研究臺灣其他地區，甚至於在國外其他地區之情況，然後探討其成因。

五、結 語

主要地震觀測在臺灣，已實施八十餘年，但微小地震之觀測，只實施六年餘。本文介紹微小地震與主要地震之關係以及其活動之意義外，使用五年記錄繪製草嶺附近之微小地震分布，而發現許多微小地震沿河谷發生，也就是說，局地地殼構造如河谷與微小地震之發生有非常密切的關係。由此可知，微小地震不但與較大幅度之地體構造最密切關係，而且與較小幅度的局地地殼構造之間也有非常密切之關係存在。過去對於微小地震與局地地質構造之間所持的疑問，已揭開了一步。進一步要做的是，繼續研究這種關係是否在其他地區亦能成立而探討其因果關係。

參 考 文 獻

1. 徐明同 (1966)：臺灣地區地震活動，氣象學報，第 12 卷，第 4 期，31-51。
2. Hsu, M. T. (1971)：Seismicity of Taiwan and some related problems, Bull Intern. Inst. Seis. Earthq. Eng., Japan, Vol. 8, 41-160.
3. 劉忠智、蔡義本 (1978)：臺灣自動測震網及地震研究觀測系統，中央研究院成立五十週年紀念論文集，319-353。
4. Yang, J. P. (1973)：Earthquake activity in the Chiayi-Tainan area, Inst. of Physics, Academia Sinica, 25 pp.
5. Hsu, M. T. (1975)：Report on the regional

- seismicity of Taiwan, *Inst. of Earth Sci., Academia Sinica*, 131 pp.
6. 萩原尊禮 (1966): 地震の預知, 187 頁。
 7. Gutenberg, B. (1956): The energy of earthquakes, *Quart. J. Geol. Soc., London*, 110, 1-14.
 8. Gutenberg, B. and C. F. Richter (1954): *Seismicity of the Earth*, 303 pp.
 9. Asada, T. (1957): Observation of near-by microearthquakes with ultra sensitive seismometer, *J. Physics of Earth*, 5, 83-113.
 10. Ishimoto, M., and K. Iida (1939): Observations sur les séismes enregistrés par le micro-séismographe construit dernièrement (1), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 17, 443-478.
 11. Terashima, T. (1968): Magnitude of microearthquake and the spectra of microearthquake waves, *Bull. Intern. Inst. Seis. Earthq. Eng., Japan* Vol 5, 31-108.
 12. Sueyhiro, S., T. Asada and M. Ohtake (1964): Foreshocks and aftershocks accompanying a perceptible earthquake in central Japan, *Pap. in Met. and Geophysics*, 15, 71-88.
 13. Mogi, K. (1963): The fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena (2nd paper), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol. 41, 595-614.
 14. 蔡義本, 余水倍, 廖鴻彬 (1978): 臺灣兩個地熱區之微震活動, *科學發展月刊*, 第六卷第二期, 122-115.
 15. 淺田 敏 (1967): 微小地震, 地震。第二輯, 第 20 卷, 第 4 號, 146-150.
 16. Oliver, J., A. Ryall, J. N. Brune and D. B. Slemmons (1966): Microearthquake activity recorded by portable seismographs of high sensitivity, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 56, 899-524.
 17. Brune, J. N. and C. R. Allen (1967): A microearthquake survey on the San Andreas Fault System in southern California, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 57, 277-296.
 18. 徐明同 (1978): 地震發生之機制, *科學月刊*, 第 9 卷, 第 9 期, 42-48.
 19. 寺島 敦 (1971): 微小地震研究の歴史的展望と今後の役割, 主要研究論文集, 日本建設省建築研究所, 29-43.
 20. 徐明同 (1979): 地震學, 國立編譯館象主編, 黎明文化事業公司出版, 388 頁。
 21. 臺灣總督府氣象 (1942): 嘉義地方烈震報告, 227 頁。