

臺北堰塞湖考證

On the Taipei Dammed Lake

鄧屬予^{*} 李錫堤^{**} 劉平妹^{***} 宋聖榮^{****}
Louis S. Teng Chyi-Tyi Lee Ping-Mei Liew Sheng-Rong Song
曹恕中^{*****} 劉桓吉^{*****} 彭志雄^{*****}
Shuh-Jong Tsao Huan-Chi Liu Chih-Hsiung Peng

Abstract

To test the hypothesis that the Taipei Basin was a lake dammed from a coastal bay by the volcanic rocks at Kuandu, we examined the boreholes of the Taipei Basin and found in the shallow subsurface a widespread estuarine deposit indicative of the alleged coastal bay. This deposit, however, extends into the Tanshui estuary west of

-
- * 國立臺灣大學地質科學研究所教授，通訊作者 (e-mail: tengls@ntu.edu.tw)
Professor, Institute of Geosciences, National Taiwan University, Corresponding Author.
 - ** 國立中央大學應用地質研究所副教授
Associate Professor, Institute of Applied Geology, National Central University.
 - *** 國立臺灣大學地質科學研究所教授
Professor, Institute of Geosciences, National Taiwan University.
 - **** 國立臺灣大學地質科學研究所副教授
Associate Professor, Institute of Geosciences, National Taiwan University.
 - ***** 經濟部中央地質調查所科長
Geologist, Central Geological Survey, Ministry of Economic Affairs.
 - ***** 經濟部中央地質調查所技正
Geologist, Central Geological Survey, Ministry of Economic Affairs.
 - ***** 國立臺灣大學地質科學研究所博士生
Graduate student, Institute of Geosciences, National Taiwan University.

Kuandu and is neither overlain by any lacustrine deposit nor by volcanics. Instead, it overlies the volcanic rocks at Kuandu, indicating that the Tanshui river channel postdates the volcanics. These features demonstrate that the Basin has not been dammed by volcanics since the bay was formed, and thus the early hypothesis is invalid.

The genuine dammed-lake event is recorded in the deep subsurface of the Taipei Basin as shown by a widely distributed laminated mud and associated lahar. The laminated mud is mostly embedded in the fluvial deposits, but in the northwestern part of the Basin, it is underlain by a north-thickening lahar that connects with the Tatun volcanoes. This stratigraphic relationship strongly suggests that the lahar derived from the Tatun volcanoes was responsible for damming the Taipei Basin. Because the areas west of the Shangjiao Fault and east of Beitou show no signs of channel blocking, Fushinggang remains the only potential site for lahar damming. The damming took place at 180 ka and the lake lasted till 160 ka based on the integrated stratigraphic and radiochronological data.

Before the damming, the Tanshui River flowed north from the Taipei Basin through Fushinggang into the Tatun volcanic area. At around 180 ka, fierce volcanic eruption in the Tatun area spewed voluminous lahars into the Tanshui River valley and blocked the effluent channel. Soon the Tanshui River flooded the Taipei Basin and turned it into a freshwater lake. As the lake expanded and deepened, the lake water eventually spilled over the basement high at Kuandu and cut a new channel between Kuandu and Tanshui. The channel progressively eroded headward and undermined the basement dike at Kuandu. At 160 ka, the dike collapsed, the lake drained, and the Basin returned to a floodplain environment.

If the Tanshui River had indeed passed through the Tatun volcanic area before the Taipei Basin was dammed, most of the Tatun volcanoes that presently stand more than 500 m high should not have existed before 180 ka. This age estimate is significantly younger than those exhibited by radiometric data of the Tatun volcanics, which calls for reassessment of the eruption history of the Tatun volcanoes. The dammed-lake event demonstrates that Tatun volcanism is capable of causing catastrophic flooding in the Taipei metropolitan area if the Tanshui River is blocked. This potential hazard, which has been overlooked in the past, needs to be carefully evaluated in the future.

Keywords: Dammed lake, Taipei Basin, Tatun volcanoes, Natural hazard, Quaternary.

摘 要

臺北盆地曾為堰塞湖的假說，至今已流傳八十餘年。早期學者認為臺北盆地原本是一海灣，後因關渡出口被火山岩堵塞而形成湖泊。根據新獲得的探井資料，臺北盆地的地下確實有一海灣堆積層；不過這海灣層可向西越過關渡，延伸到淡水河口。海灣層之上既無火山岩層，也無湖泊堆積層，沒有任何堰塞湖的證據。因此，「海灣堰塞成湖」的說法與事實不符。

真正的堰塞湖記錄展現在盆地的深部，是一層分布廣闊的湖相紋泥層。這層紋泥的上下大多是河相堆積物，不過在盆地的西北角，紋泥層覆蓋在一層凝灰質角礫岩之上。角礫岩層的岩性與大屯火山群相似，是一道來自大屯山區的火山泥流，並且是造成盆地堰塞成湖的原因。依據區域地質和地層資料綜合研判：堰塞前臺北盆地應為一河川平原，古淡水河當時由臺北盆地向北流經復興崗後，穿越大屯山區入海。在大約十八萬年前，大屯火山噴發，阻塞了淡水河的河道，使臺北盆地氾濫成湖。這個湖維持到十六萬年前潰決，盆地再度乾涸成河川平原。

由於淡水河在臺北盆地堰塞前很可能穿越大屯山區，因此今日所見之大屯火山群當時應尚未成形。這項推論比以往所認知的大屯火山群年代要晚，顯示我們需重新檢討大屯火山群的噴發史及噴發潛能，並審慎評估它們對臺北都會區可能造成的災害。

關鍵字：堰塞湖，臺北盆地，大屯火山，自然災害，第四紀

前 言

在 20 世紀初期，當地質學家開始探討臺北盆地的成因時（出口雄三，1912；花井重次，1932；齊藤齊，1933），就猜測它曾經是個堰塞湖。牧山鶴彥（1933）明確地指出：臺北盆地原本是一個海灣，後因關渡附近的出口被火山集塊岩堵塞，使得盆地形成湖泊，並堆積了厚達 20 公尺的湖相地層；爾後集塊岩被流水切斷，湖泊消失，演變成現今的臺北盆地。

就直觀的地質架構而言，「堰塞湖」是個引人入勝的假說。在地形上，臺北盆地的週遭雖被臺地和山地所包圍，但它和海之間仍有淡水河道相通（圖 1）。如果海水面上漲，海水可以順著淡水河灌入盆地，形成海灣。倘若淡水河在關渡的出口被堵塞，河水就會在盆地裏氾濫，形成湖泊。在 1930 年代，臺北地區的地質資料雖不多，但已知關渡隘口兩側有相同岩性的火山碎屑岩（齊藤齊，1933；市村毅，1934），且盆地底下的沉積物中有海相化石（出口雄三，1912；丹桂之助，1938）。這似乎表示臺北盆地曾經是個海灣，而關渡隘口也曾被火山岩堵塞，因此臺北盆地可能是個「堰塞湖」。

話雖如此，「堰塞湖」從一開始就受到強烈的懷疑。丹桂之助（1939）首先根據海相化石的分布和關渡隘口的地質特徵，質疑「堰塞湖」的可靠性。他呼應更早期學者所提出的看法（出口雄三，1912；花井重次，1932），認為臺北盆地是由斷層陷落而形成，與堰塞無關。此後，大多數學者都接受丹桂之助的論點，排斥堰塞湖的可能性（林朝榮，1957；王執明等，1978；Huang, 1962；Wu, 1965）。然而不論是丹桂之助或其支持者，都未能提出明確的證據以否定「堰塞湖」的存在。因此，「堰塞湖」的概念不但一直受到擁護（陳正祥，1953；1961；Chang, 1971），而且也在懷疑者的論著中不斷迴盪（林朝榮，1957；王執明等，1978；Huang, 1962）。

近十年來，臺北盆地裡進行了一系列的深井鑽探，獲得了許多新的地下地質資料（林朝宗等，1999；劉桓吉等，2000；2002），並且揭露了一層分布廣闊的湖相紋泥層（圖 2）。這層紋泥在盆地西北角緊貼在一層火山碎屑岩之上。兩者間的共生關係使鄧屬予等（1995；1996）懷疑它們就是堰塞湖的堆積物。不過這個堰塞湖和早期學者所提出者不同。早期所認定的堰塞湖層位於地表至地下 70 公尺之間，而新發現的湖泥層則介於地下 100 至 300 公尺處。兩者層位、年代和岩性都不相同，無法相互驗

證。此外，新的「堰塞湖」雖已提出數年，並且在許多文獻中一再提及（鄧屬予，1999；鄧屬予等，1999；Teng *et al.*, 2000; 2001），然而堰塞湖的形成時間、分布範圍和演化過程尚未有明確的說明。因此，「堰塞湖」之謎依然懸而未決。

為了澄清這項議題，我們整合現有的地表和探井地質資料，以檢驗「堰塞湖」的真實性。我們發現臺北盆地確實曾經被堰塞成湖，不過這個湖並非由海灣堵塞而成，而是發育在淡水河的河谷平原上；堰塞的地點不在關渡，而在大屯山區。我們在此先展示堰塞湖的地質證據，再推測堰塞湖的分布範圍、年代和演化過程。我們也藉此探討一些尚存的疑點，並申論堰塞湖對大屯火山噴發史及臺北盆地自然災害的意義。

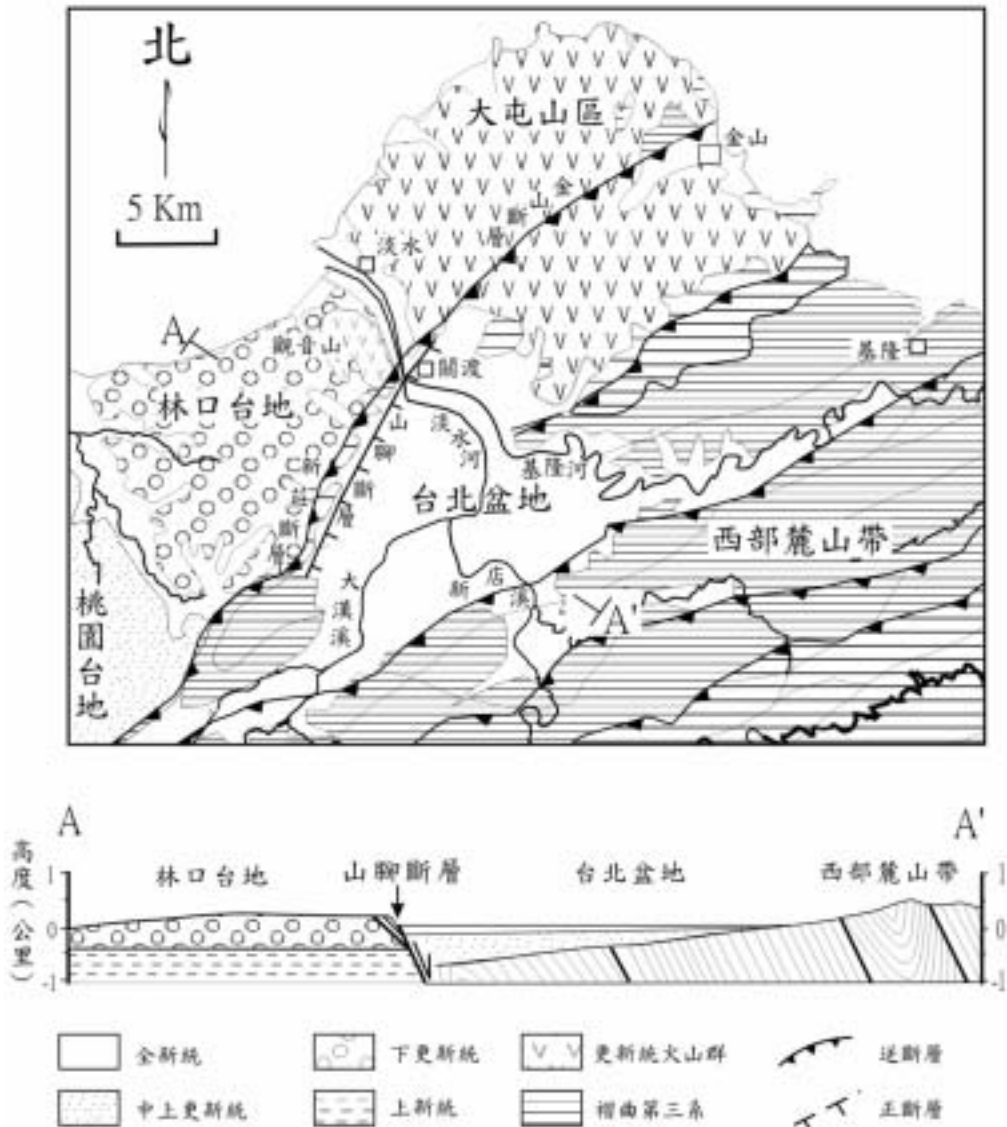
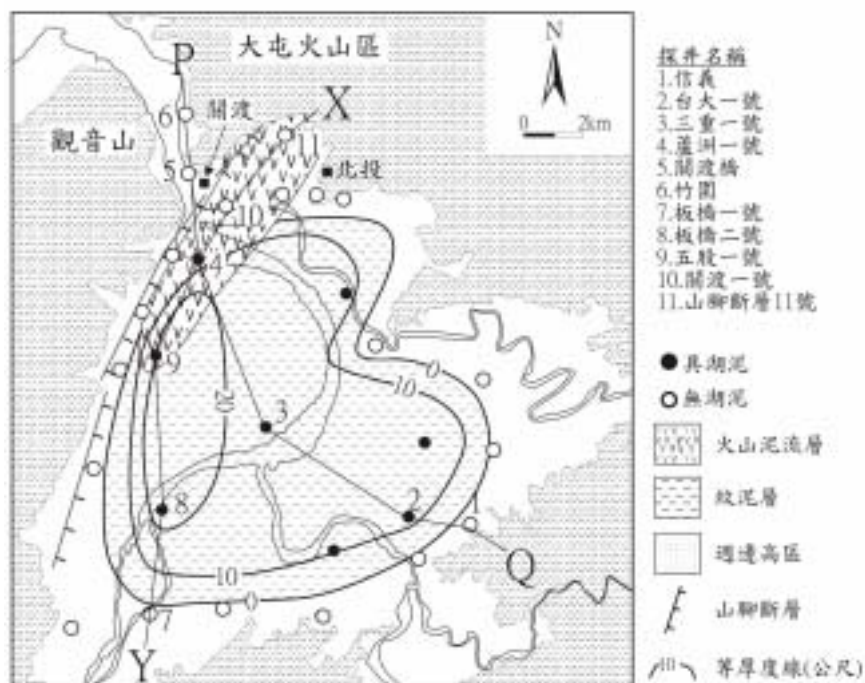


圖 1 臺北盆地地質背景



堰塞湖堆積物以盆地中心的紋泥層為主，包含盆地西北角的火山泥流層。連井剖面 P-Q、X-Y 見圖 3。整理自中華顧問工程公司(1979)、劉聰桂等(1994)、彭志雄(1998)、彭志雄等(1999)、鄧屬予等(1999)、曹恕中等(2000)、謝英宗(2001)、劉桓吉等(2000; 2002)、Wei *et al.* (1998)、Teng *et al.* (2000)、Tsao *et al.* (2001)。

圖 2 堰塞湖分布範圍與探井位置

地質背景

臺北盆地周圍有三個不同的地質區 (圖 1): 盆地的東面和南面是西部麓山帶，北面有大屯火山群，西面是林口臺地。

西部麓山帶是一系列呈東北—西南走向的山嶺和谷地，高度低於 1000 公尺。它的岩盤以褶曲的第三系沉積岩為主，夾少許火山岩 (何春蓀, 1986)。這些岩盤分布廣闊，不但出露在西部麓山帶，並且潛伏在臺北盆地和大屯火山群之下 (王執明等, 1978; Chen and Wu, 1971)。它們是臺灣山脈主體的一部分，形成於新生代晚期的蓬萊造山運動 (何春蓀, 1982)。

大屯火山群由 20 餘座火山體組成 (出口雄三, 1912; 石再添等, 1996)。除了七星山、大屯山等少數高峰外，高度都在 1000 公尺以下。這些火山大多由安山岩構成，少數為玄武岩 (陳正宏, 1990; Chen and Wu, 1971)。根據火山岩的定年資料 (莊文星、陳汝勤, 1989; 曹恕中, 1994; 李淑芬, 1996; Wang

and Chen, 1990), 噴發年代大致始於 280 萬年前, 終於 19 萬年前, 但主要在 80 萬到 20 萬年前之間。這些火山岩層覆蓋在第三系沉積岩之上 (何春蓀, 1983; Yen *et al.*, 1984), 層態大致水平, 除了在金山斷層附近有些破裂外 (Chu *et al.*, 1998), 其他部分並未受到明顯的構造擾動。

林口臺地是一個侵蝕殘留的階地, 頂面有一平臺, 標高 250 公尺, 週遭為放射狀水系所刻劃的谷地和崖面。臺地頂面被紅壤覆蓋 (萬獻銘和陳淑華, 1988), 其下是水平的上新 更新統沉積岩層 (Ho, 1969)。臺地北緣有更新統的觀音山火山岩層, 不整合蓋在沉積岩盤上 (牧山鶴彥, 1935; Tien *et al.*, 1994), 其岩性和年代與大屯火山群大體類似 (陳正宏, 1990)。臺地的東緣為一斷層線崖, 崖上有新莊斷層切過 (Teng *et al.*, 2001), 崖底則為山腳斷層 (丹桂之助, 1939; Wu, 1965)。

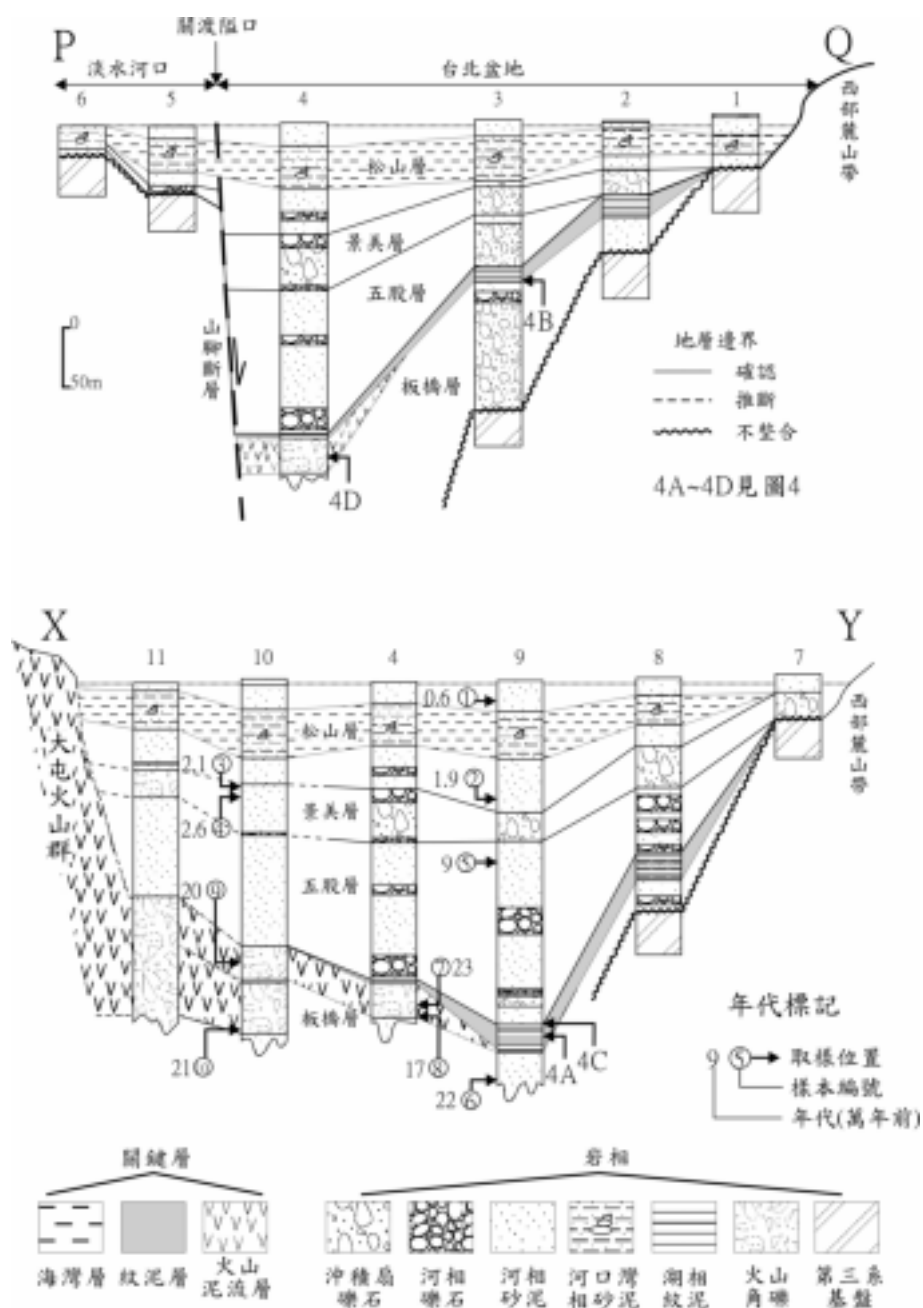
臺北盆地是一個第四系的半地塹, 座落在山腳斷層的上盤 (圖 1 之 A-A' 剖面)。盆地的基盤是褶曲的第三系沉積岩, 上覆有水平的第四系沉積層。盆地的地表為一片平坦的沖積平原, 標高低於 20 公尺。河流由週遭的山區流入盆地, 匯集成淡水河後由關渡隘口流出。

大約 100 萬年前, 臺北地區並非盆地, 而是一片山區, 正隨著造山運動不斷上升, 並沿新莊斷層向西逆衝 (王執明等, 1978; Teng *et al.*, 2001)。當時新莊斷層以西的林口地區是一片低平的沖積扇三角洲 (林口扇洲, Chen and Teng, 1990)。80 萬年前左右, 臺灣北部的造山運動逐步休止, 山脈受到拉張作用而開始垮塌 (Teng, 1996), 新莊逆斷層則轉化為山腳正斷層。原本位於新莊斷層上盤的臺北地區順著山腳斷層下滑, 形成一半地塹。斷層下盤的林口地區則相對抬升, 形成臺地。與此同時, 大屯山區的火山也相繼噴發, 堆疊出成群的火山體。臺北地區大約從 40 萬年前開始累積沉積物, 形成盆地的雛形。隨著持續的下陷和堆積, 盆地的面積不斷擴大, 最終發展成今日的面貌 (鄧屬予, 1999)。

在臺北盆地形成的過程中, 淡水河也不斷遷移。早在臺北地區還是一片山地時, 淡水河已具雛形。當時的河谷地形陡峻, 由東向西穿過臺北的山區, 在林口附近出海 (Chen and Teng, 1990)。當臺北地區開始下滑成盆地時, 淡水河的河谷也跟著下沉。由於位於下游的林口臺地不斷上升, 淡水河難以繼續向西流, 因此可能改道向北流向大屯山區 (Teng *et al.*, 2001)。此時大屯山區的火山正不斷噴發, 淡水河流經其間, 勢難迴避火山的影響。在這種地質背景之下, 河道堰塞所需的環境條件已然浮現。

探井記錄

臺北盆地堆積層以河相礫、砂、泥層為主, 兼有湖泊和河口灣相砂泥層及火山碎屑岩層 (圖 3)。這些沉積物大多來自西部麓山帶和中央山脈, 由淡水河的三大支流 大漢溪、新店溪和基隆河帶入盆地內堆積 (彭志雄等, 1999; Lin and Chen, 2000)。因受基盤形貌和沉積物供輸方向的影響, 盆地堆積層的岩相和厚度有明顯的側向變化, 地層的水平延展性不佳。不過松山層中上段的河口灣相砂泥層和板橋層上段的湖相紋泥層是例外。這兩層廣布全區, 不但是盆地地層分層和對比的主要依據 (鄧屬予等, 1999), 也是堰塞湖假說的關鍵證據。



剖面位置及資料來源見圖 2。年代數據見表 1、2。

圖 3 探井地層記錄

表 1 碳十四及熱螢光定年資料

編號	距今年代 (千年)	本文所示 (萬年)	定年法	資料來源 ^a
1	6.2	0.6	碳十四	a
2	18.95±0.5	1.9	碳十四	b
3	21.15±0.15	2.1	碳十四	c
4	26.04±0.16	2.6	碳十四	c
5	90±18	9	熱螢光	d
6	220±66	22	熱螢光	d

*a: 曾美惠與劉平妹, 1999; b: 劉聰桂等, 1994; c: 謝英宗, 2001; d: Wei *et al.*, 1998

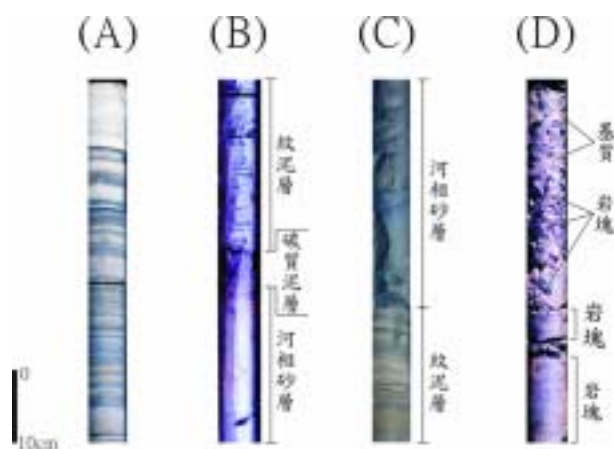
表 2 鉀氬定年資料

編號	距今年代 (百萬年)	空氣氬 (R%)	本文所示 (萬人)	備註
7	0.23±0.02	90.5	23	R 值過高
8	0.17±0.12	98.7	17	R 值過高
9	0.20±0.04	86.5	20	可採用
10	0.21±0.02	84.3	21	可採用
11	0.10±0.03	94.2	10	R 值過高
12	0.32±0.03	75.4	32	老岩塊
13	0.14±0.04	94.7	14	R 值過高
14	1.19±0.25	95.4	119	R 值過高
15	0.40±0.04	82.1	40	可採用
16	0.48±0.12	96.1	48	R 值過高
17	0.46±0.03	73.1	46	可採用
18	0.36±0.09	97.0	36	R 值過高

資料來源：曹恕中等 (2000)。

早期學者認為臺北盆地在堰塞前為一海灣，主要是基於松山層的河口灣相砂泥層。該層有許多海相及半淡水相的化石 (丹桂之助, 1938; Huang, 1962)，表示臺北盆地曾因海侵而形成一海灣 (出口雄三, 1912; 丹桂之助, 1938)。不過這層海灣堆積物並不侷限於臺北盆地內；它可以向西越過關渡，延伸到淡水河的出海口。海灣層之上既無湖泊堆積物也無火山岩層，似乎沒有任何堰塞湖的跡象。即使在淡水河口的探井中發現有火山碎屑物 (如 6 號井)，也都覆蓋於海灣層之下，表示海灣層形成於火山碎屑層之後。因此，從海灣層堆積以來，臺北盆地沒有任何火山岩堰塞的地質證據。早期「海灣被堰塞成湖」的想法難以成立。

板橋層上部的紋泥層分布在盆地的中心（圖 2），是臺北盆地唯一的深湖相地層。它有豐富的陸生孢粉（Liew *et al.*, 1997）和細密的紋理構造（圖 4A），是典型的熱帶深水湖泊堆積物（Dickman, 1985）。在盆地大部分地區，紋泥層的下方是河相堆積層，表示臺北盆地原本是個河川平原，爾後氾濫成湖。從河相堆積層到紋泥層之間，岩相變化劇烈（圖 4B），其間沒有湖濱和淺湖相的地層出現，代表湖泊在很短時間內形成。另一方面，紋泥層和上覆河相堆積層之間也有劇烈的岩相變化（圖 4C），顯示湖泊消失得也很快。更重要的是在盆地的西北角，紋泥層之下有一凝灰質角礫岩層（圖 4D），岩性與大屯火山岩類似（Tsao *et al.*, 2001），厚度也朝大屯山區增加（圖 3），表示該層的火山碎屑物質來自大屯山區，並由北向南灌入盆地。紋泥層緊接該層之後堆積，顯示盆地很可能因該層而堰塞成湖。然而堰塞地點何在？是否仍在關渡？堰塞的證據為何？我們需要進一步審視關渡隘口附近的地質來探索這些問題。



- (A) 紋泥層。細密的紋理構造反映了安靜的沉積環境，不受波浪、水流及生物擾動的影響。
- (B) 紋泥層和下伏河相泥層。其間僅有一小段碳質泥層，反應河川平原很快變成深湖。
- (C) 紋泥層和上覆河相砂泥層。其間未見淺湖或湖岸等過渡性沉積相，顯示堰塞湖很快就乾涸。
- (D) 火山碎屑岩層。以火山岩塊和碎屑基質為主，夾少量沉積岩碎屑。岩塊多角形，大小不一，顯示其未受水流的搬運，是典型的火山泥流堆積物。

圖 4 堰塞湖堆積層的岩相特徵（位置見圖 3）

關渡隘口

相較於臺北盆地，關渡隘口是一個基盤高區。它座落在褶曲的第三系沉積岩層上，兩岸有凝灰質角礫岩層，中間為淡水河河谷（圖 5）。

關渡隘口的基盤類似西部麓山帶的第三系，由漸新統和中新統的砂頁岩層組成。這些岩層沿山腳

斷層西緣出露，從貴仔坑經關渡、獅子頭（丹桂之助，1943; Ho, 1969），延伸到五股、泰山一帶的林口臺地東坡（Teng *et al.*, 2001）。因受到壓縮變形，這些地層多已傾斜、扭曲、斷裂，並沿新莊斷層向西掩覆到上新 更新統之上。就地表的出露狀態看來，這些地層類似孤立的塊體，散布在新莊斷層和山腳斷層之間。然而透過鑽井探測，可知它們大致連成一條帶，潛伏於火山岩和沖積層之下。相同的岩盤可延伸到山腳斷層以東，深埋於臺北盆地之下。

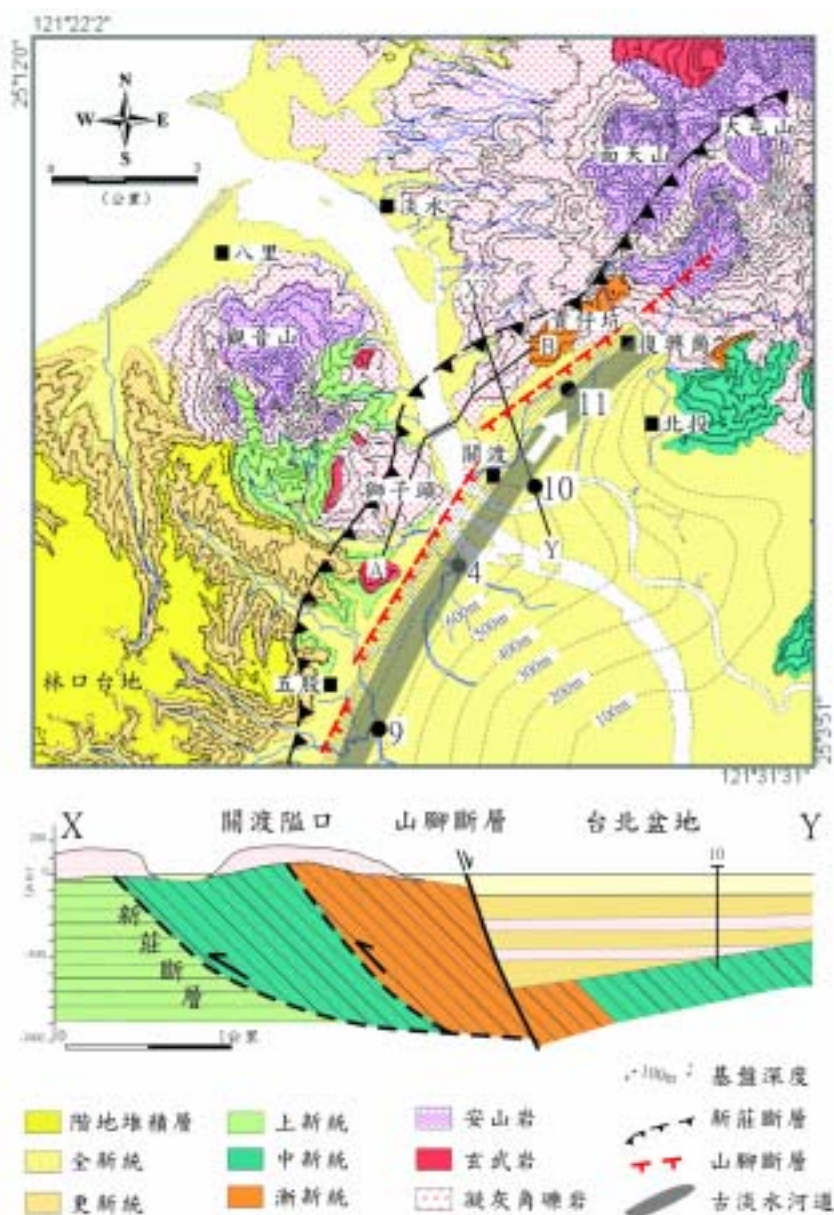
本區的火山岩層大體分為兩部分：淡水河以北者屬大屯火山群，以南屬觀音火山區。這些火山區的中心為熔岩流所建構的火山錐（出口雄三，1912；石再添等，1996），週遭則為凝灰質角礫岩所形成之階地（丹桂之助，1930; 1931a; 1939）。根據火山學和岩石學的分析，淡水河南岸的凝灰質角礫岩層都來自觀音山（Hwang and Lo, 1986），北岸則源自大屯山區（Wang and Chen, 1990）。不過在關渡隘口的南岸，從獅子頭到成子寮之間，則有一層凝灰質角礫岩源自大屯山區（市村毅，1934; Song and Lo, 1995）。

淡水河谷位在兩岸的階地之間，是一道狹窄的氾濫平原和河道，標高低於海拔 20 公尺。河谷以第三系褶曲沉積岩為基盤，上覆河川及河口相的礫、砂、泥層（圖 6）。部分河谷堆積層疊覆在兩岸的凝灰質角礫岩上，但絕大部分直接蓋在第三系基盤。這些堆積物大多鬆散未固結，含有貝類化石，岩性類似臺北盆地內的松山層。河谷較深處有黃棕色的礫石出現，岩性近似景美層。

從上述的地質資料中，可以看出關渡隘口和臺北盆地有相同的第三系基盤（圖 5）。因此，更新世初期臺北地區還是一片向西逆衝的山地時，關渡隘口就是這片山地的西緣。當臺北地區開始順著山腳斷層下滑時，山脈西緣的岩盤被遺留在斷層的下盤，不但沒有下滑，反而相對上升，形成「貴仔坑 關渡 五股」一線的基盤高區。爾後大屯和觀音火山岩層覆蓋其上，形成火山群和週緣階地。淡水河流經其上，切割出河谷，堆積了景美層和松山層。這個演化過程明顯表示淡水河形成於火山岩層之後，且從不曾被堰塞。在關渡隘口的兩側，從貴仔坑到五股，雖有火山岩層覆蓋在第三系基盤之上，然而其間並沒有河川或湖泊的堆積物（圖 6），也沒有河道被堰塞的跡象。根據岩石學和定年學的研究（Tsao *et al.*, 2001），關渡隘口兩岸的火山岩層與紋泥層下方者不同，應為更早期的噴發物，因此與盆地的堰塞無關。如此一來，山腳斷層以西之地，北從貴仔坑，南到五股，都不可能是堰塞發生的地方。

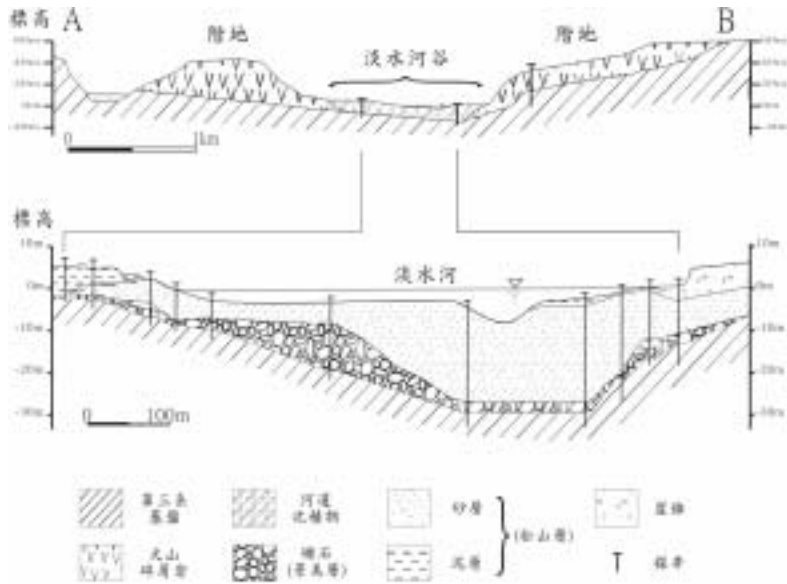
堰塞地點

從紋泥層下方火山岩層的分布型態（圖 2、3），我們知道堰塞發生在臺北盆地的西北角。然而山腳斷層以西之地不曾被堰塞，那麼唯一可能的堰塞地點就位於盆地的北端，即貴子坑到北投一帶（圖 2）。在北投東北方的丘陵中，第三系基盤出露在大屯火山岩之下（圖 5），其間沒有任何河川沉積物，不可能是堰塞點；倒是北投和貴子坑之間的平原地區，即復興崗一帶，可能是堰塞前盆地的出口。這意味著堰塞前淡水河曾經由該地流出臺北盆地，並進入大屯山區。可是大屯山區峰巒疊覆，淡水河如何能通過？



關渡隘口位於新莊斷層上盤的高區，緊臨山腳斷層。臺北盆地基盤最深處緊貼山腳斷層，堰塞前之古淡水河可能沿此向北流入大屯山區（如箭頭所示）。井號同圖3，各井之地層詳情見圖3、8。A-B剖面見圖6。地表等高線間距為50公尺。整理自林朝宗（1981）、黃鑑水（1988）、李錫堤等（1993）、劉桓吉等（2000; 2002）、曹恕中等（2000）、謝英宗（2001）。

圖5 關渡隘口地質與淡水河古河道



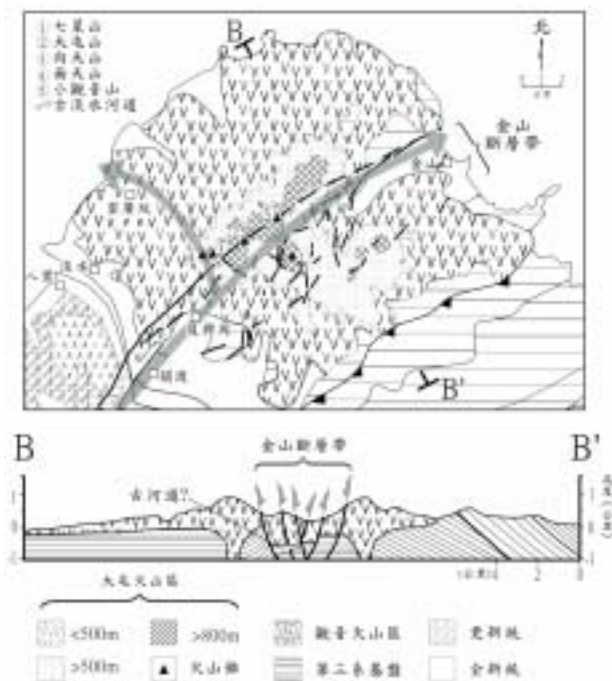
隘口兩岸火山岩層緊貼在第三系基盤之上，沒有河道被堰塞的跡象。淡水河堆積物覆蓋在火山岩層之上，顯示河道形成於火山岩層之後。剖面位置見圖 5。整理自中華顧問工程司 (1979)、李錫堤等 (1993)。

圖 6 關渡隘口地層序列

大屯火山群主要分布在大屯山區的中央，標高 800 至 1200 公尺，其間沒有任何谷地讓淡水河通過 (圖 7)。不過在火山群之下，有一個第三系的沉積岩基盤，出露在大屯山區的週遭，其岩性和地貌類似西部麓山帶。在大屯山區的中央，這個基盤沿著金山斷層下陷，形成一個裂谷 (經濟部聯合礦業研究所, 1971; 1973; Chen, 1975; Chu *et al.*, 1998)，深埋於海平面下 500 公尺。由於大屯火山群的形成是近期的事，因此，只要在堰塞發生以前，山區的中央谷地未被火山阻擋，且地勢比臺北盆地低，淡水河就可能沿此流向東北。

到目前為止，我們對大屯火山區的地下地質所知有限，很難評估淡水河是否曾經流過。不過從一些地質證據推斷，這種可能性的確存在。早在 1930 年代，丹桂之助 (1931b; 1932) 就發現在大屯山區的火山岩層中常出現沉積岩岩塊，包括砂岩、石英岩、頁岩及板岩。這些岩塊的岩性和中央山脈的岩層相當，可能來自中央山脈。由於岩塊的圍岩大多是富含玻璃質的凝灰岩和集塊岩，反映當時火山可能在水中噴發，因此他推斷大屯火山是在海底噴發 (丹桂之助, 1931b; 1933; 1935)。不過整體而言，大屯火山群以熔岩錐和火山碎屑岩為主，沒有海相夾層或海相化石，不像海底噴發的產物 (Song and Lo, 1988)，應該是一般的陸上火山 (Wang and Chen, 1990)。至於其噴發跡象，可能反映火山在河道中噴發。事實上，大屯火山岩中的岩塊既然來自中央山脈，若不透過河川的搬運，如何到達大屯山區？尤其是

這些岩塊多已磨圓（丹桂之助，1932），更表示其曾受過河水的搬運。因此，淡水河早期很可能流經大屯山區，並堆積了從中央山脈搬來的岩礫。這些岩礫被後來的火山噴發捕獲，堆積在火山岩層中。



大屯山區以第三系沉積岩為基盤，上覆更新統火山岩。金山斷層帶斜穿全區，造成一半地塹式的低谷。在臺北盆地被堰塞成湖之前，古淡水河很可能順此半地塹谷地，從復興崗流向金山。另一可能則折向西北，流向雲廣坑。金山斷層修改自 Chu 等(1998)。

圖 7 大屯山區地質與淡水河古河道

除了上述的地層證據外，地球物理和區域構造的研究也提供了一些間接的線索。根據重力資料的反演 (Yen *et al.*, 1984; Tzou and Yu, 1987; Yang *et al.*, 1994)，金山斷層沿線為一重力低區，斷層上盤有低密度的岩層，反映火山岩之下可能有河道堆積物。構造地質分析則顯示金山斷層原本是一條逆斷層，形成於蓬萊造山運動的晚期。當時斷層東南方的是一片上升的山地，向西北仰衝。到了更新世中期以後，造山運動停止，地殼伸張作用取代了壓縮作用，金山斷層轉化為一正斷層，斷層的上盤逐步滑落成一地塹盆地 (Chu *et al.*, 1998)。由於斷層的轉換作用始於臺灣的東北外海，爾後逐步由東向西傳遞 (Teng, 1996)，因此金山斷層上盤下陷的時間比山腳斷層略早。當大屯山區陷落成谷地時，臺北地區可能還是片山地；淡水河順勢從臺北流入大屯山區，並不令人感到意外。事實上，臺北盆地的研究就指示在更新世早期，淡水河原本由泰山西流入海，爾後可能被襲奪改道，向北流入大屯山區 (Teng *et al.*,

2001)。

在金山斷層帶之外，大屯山區的西北部也可能有淡水河的古河道，尤其是雲廣坑附近（圖七）。重力資料顯示該區有一明顯的低值帶，向外海延伸，可能反應火山岩層之下有河道堆積物（Yen *et al.*, 1984; Tzou and Yu, 1987; Yang *et al.*, 1994）。這條埋藏在火山岩之下的古河道雖無地質資料佐證，不過鑑於其重力常值高達 4 ~ 6mgal，且呈條帶狀分布，因此很可能是一條古河道。

綜合上述各項證據，我們推斷在火山噴發前，大屯山區的地形很可能和臺北盆地類似。其週遭是一片低平的丘陵，中間有一深陷的半地塹谷地。淡水河由復興崗流出臺北盆地後，可能沿著金山斷層上盤的谷地穿越大屯山區，流向金山；也可能折向西北，從雲廣坑方向出海（圖 7）。爾後河道被火山碎屑流堵塞，使臺北盆地氾濫成湖。

堰塞時間

既然盆地因火山岩堵塞而成湖，如果獲取該層火山岩的年代，就可得知堰塞發生的時間。到目前為止，紋泥層之下的火山岩已有不少放射性定年資料（表 2）。不過受到樣本產狀，取樣方式和分析精準度的影響，這些年代數據不但變異大，而且常自我矛盾，很難直接用來推斷地層的年代。以關渡一號井為例（圖 8），該層最老的年代為 119 萬年，最新為 10 萬年，其間的差距達 100 萬年。這個範圍遠超過臺北盆地最老的地層年代（約 40 萬年），不可能代表一次火山噴發或堰塞所需的時間。此外，該層底部的年代為 21 萬年，其中上部卻出現 119 萬年及 32 萬年兩個較老的年代；這種「下新上老」的年代序列，違反地層疊置原理，不可能反映地層的堆積年代。因此，我們不能直接採納所有的年代數據，必須有所篩選。

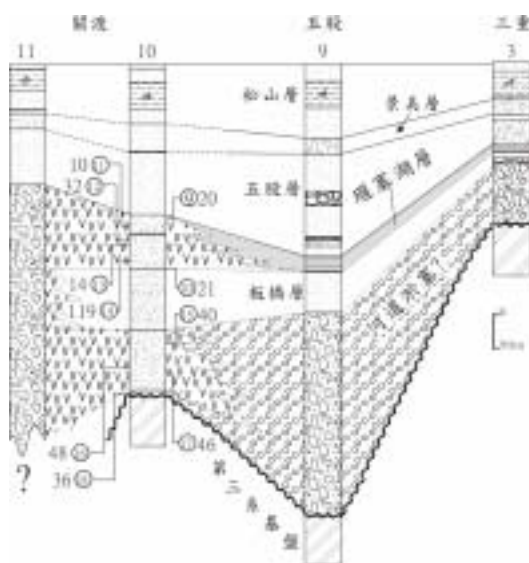
臺北盆地的火山岩層大多是火山泥流（Lahar）堆積物（曹恕中等，2000; Lin and Chen, 2000）。火山泥流類似土石流；它可由火山活動直接引發，也可從山崩轉化而成。在流動過程中，火山泥流常沿途侵蝕底岩，帶走流路上的岩塊。因此它的岩性非常複雜，不但有噴發當時形成的火山岩，更有早期的火山岩和基盤岩。在這種岩層內取樣定年，出現新舊混雜的結果並不令人意外。另一方面，火山岩在噴發、搬運到堆積的過程中，不斷與水和空氣接觸，難免受風化和換質作用的影響，產生不同程度的化學變化。在實驗室分析的處理過程中，除了操作方式和儀器特性的影響外，空氣也會造成污染（曹恕中，1997）。這些不同因素的影響，雖可透過慎密的取樣和實驗予以減輕，但無法完全排除。尤其是 K-Ar 蛻變的半衰期很長（約 13 億年），對第四紀（< 2 百萬年）的樣本而言，其蛻變所產生之 Ar 量非常低，只要稍有外在的影響，其年代就有大幅的變化。這正說明了不論在大屯山區或臺北盆地，火山岩的 K-Ar 年代不但有顯著的誤差，而且常互相矛盾（曹恕中，1994；曹恕中等，2000）。

鑒於上述的各項影響因素，我們在挑選年代數據時，必需同時考量實驗誤差和地層層序。以關渡一號的火山泥流為例（圖 8），如果我們相信標本新鮮度和處理過程都已力求完善，只考慮空氣可能造成的偏差，則 109 萬年、14 萬年及 10 萬年三點的空氣氬含量較高，可先行排除。再從層序的角度觀之，32 萬年位於在 21 萬年之上，違反疊置原理，可能代表一個較老的岩塊，也可移除。如此就只剩上部 20 萬年和下部 21 萬年兩點，似乎相當合理。類似的做法也可應用在其他探井上，以排除一些可疑的年代，並篩選出一組比較合理的數據（圖 3、8）。不過這種挑選過程牽涉了一些假設，並非毫無爭

議。這種困境突顯了鉀氬定年法的限制，也告訴我們不能只依賴定年數據，必須參考其他地層資料。

根據近年來的孢粉和層序地層分析 (Liew *et al.*, 1997; Teng *et al.*, 2000), 臺北盆地的地層層序隨第四紀的氣候及海水面同步變化，可以和氧同位素曲線對比 (圖 9)。由於氧同位素曲線提供了精細的年代數據 (Martinson *et al.*, 1987), 加上地層聯比和層序的控制，因此相較於零星的放射性定年資料，孢粉和層序地層的年代架構比較連續一致。到目前為止，臺北盆地西部深井的地層資料較完整，可把湖層的年代定在孢粉帶 Pw /Pc 邊界及層序界限 Sb2 之間，相當於 19 萬至 15 萬年前。由於五股一號的 Sb2 及 Pw /Pc 間，除了湖層外，尚有非湖相的砂泥層 (圖 3)。如果依照盆地的平均堆積速率 (2mm/yr, Wei *et al.*, 1998) 推算，則湖泥層的年代還可縮小到 18 至 16 萬年前。不過這種推論也有些疑義需要釐清。

地層年代最大的問題出在三重一號井 (圖 9)。依據蕭承龍等 (1999) 的研究，該井的孢粉群集和其他三口深井相當，可以一一對比。不過蕭承龍等 (1999) 的孢粉帶界限從 Pw /Pc 以下，和岩性及層序地層的界限斜交，出現明顯的矛盾。如果蕭承龍等 (1999) 的對比正確，則紋泥層就可能出現在不同的層位上，而不是同一次堰塞湖的產物。針對這項疑點，我們重新檢閱了蕭承龍等 (1999) 的孢粉資料，發現三重一號的礫石層中，孢粉量不多，其分帶和對比都值得商榷。以五股層下段的沖積扇礫石層為例，在其他三口深井中，類似的礫石都出現在冷期，代表冰期的堆積物。然而在三重一號中，該層卻被歸入 Pw 帶，變成了暖 (間冰) 期的堆積。其實就其孢粉組合而言，該層劃入 Pc 並無不妥。因此我們把 Pw /Pc 和 Pc /Pw 的界線 (a 及 b 線) 上移，分別對比到五股層和板橋層礫石的頂面 (1 及 2 線)。這項調整並不違背原有的孢粉數據，但免除了地層間的矛盾，也使湖泥層的年代地層架構更加協調一致。

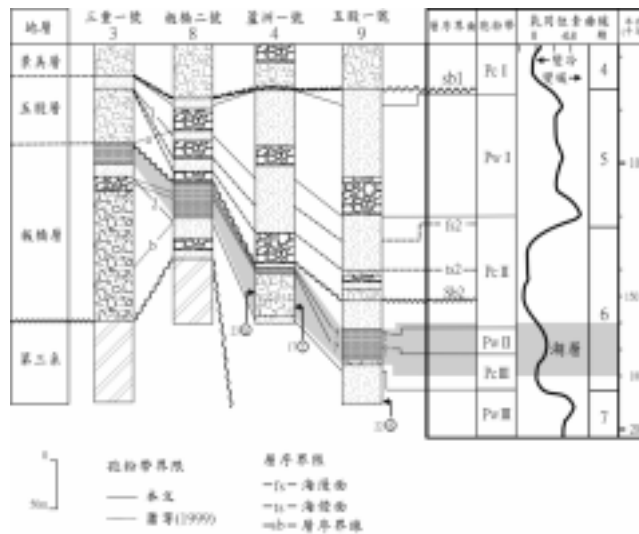


板橋層上部的紋泥層是盆地唯一堰塞成湖的紀錄。板橋層下部的厚層礫石和火山碎屑岩則可能反映早期的河道淤塞事件。圖例及年代標記見圖 3。年代數據見表 2。整理自鄧屬予等 (1999)、曹恕中等 (2000)、謝英宗 (2001)、劉桓吉等 (2000)。

圖 8 臺北盆地深部地層和堰塞記錄

另一方面，紋泥層的年代也受孢粉帶 Pw 及 Pc 對比的影響。在本文中，這兩帶被涵括於氧同位素第 6 期之內，然而他們也可能分別對比於第 7 和第 8 期 (Liew *et al.*, 1997)。倘若如此，紋泥層的底部就會向下延伸到 30 萬年前，而紋泥層的年代範圍則擴展成 12 萬年。這項推論不但和放射性定年資料有所衝突 (圖 3、9)，也使紋泥層的堆積速率 (約 0.2mm/yr) 遠低於盆地的平均值 (2mm/yr)，可能性似乎不大。不過鑑於放射性定年和堆積速率各有不確定之處，這種年代推論還不能完全排除。

雖然臺北盆地的地層年代仍有諸多問題，在考慮各項年代資料的變因和誤差後，我們認為湖泥層的年代可對應氧同位素第 6 期的早期，即 16 至 18 萬年前間 (圖 9)。這項推論與孢粉地層、層序地層和各項放射性定年數據大致吻合，只是堰塞發生的時間 (18 萬年前) 似乎比火山岩的鉀氫年代 (20 萬年前) 略晚 (圖 3)。不過考慮到鉀氫年代的誤差範圍 (2 至 4 萬年)，這種差距並無實質意義，只表示兩者大體一致。這種一致性使我們更加確認堰塞湖始於 18 萬年前，終於 16 萬年前。



三重一號中，蕭承龍等 (1999) 所定之孢粉帶界限與湖層及層序界面斜交。如將其 Pw /Pc 、Pc /Pw 界限 (a 及 b) 上移 (至 1 及 2)，則可免除此項矛盾。修改自 Teng 等 (2000)。

圖 9 堰塞湖的地層年代

堰塞過程

在瞭解堰塞湖的分布範圍和岩相特徵 (圖 2、3、4)，以及堰塞的時間和地點 (圖 7、8、9) 後，我們已可大致推斷出整個事件的演化過程 (圖 10)。

在堰塞發生前，臺北盆地是一片河川平原，範圍比現今的盆地略為狹窄。當時淡水河由東南向西

北穿越盆地，在五股附近折彎向東北，沿著山腳斷層的東緣流向大屯山區。觀音火山已然成形，大屯山區也有火山。淡水河從復興崗隘口流出臺北盆地後，斜穿大屯山區而過。

大約 18 萬年前，大屯山區發生強烈的火山噴發，產生大量的火山泥流，不但阻塞了淡水河谷，並沿河道灌入臺北盆地，堆積在北投到五股一帶。淡水河無法對外宣洩，立刻在臺北盆地內氾濫，形成一淡水湖泊。隨著盆地週遭河水不斷地流入，湖泊面積持續擴大，湖水面也隨之上漲。在很短的時間內，湖水就超越關渡附近的基盤高區，順著關渡到淡水之間的低地流出。

一旦湖水從關渡外洩，堰塞湖就進入穩定狀態。從 18 到 16 萬年前，整個臺北盆地是一個決決大湖，湖水直逼盆地週緣的山區。河川所帶來的沉積物大多堆積在湖的邊緣，只有細泥被帶入湖心，堆積成紋泥層。

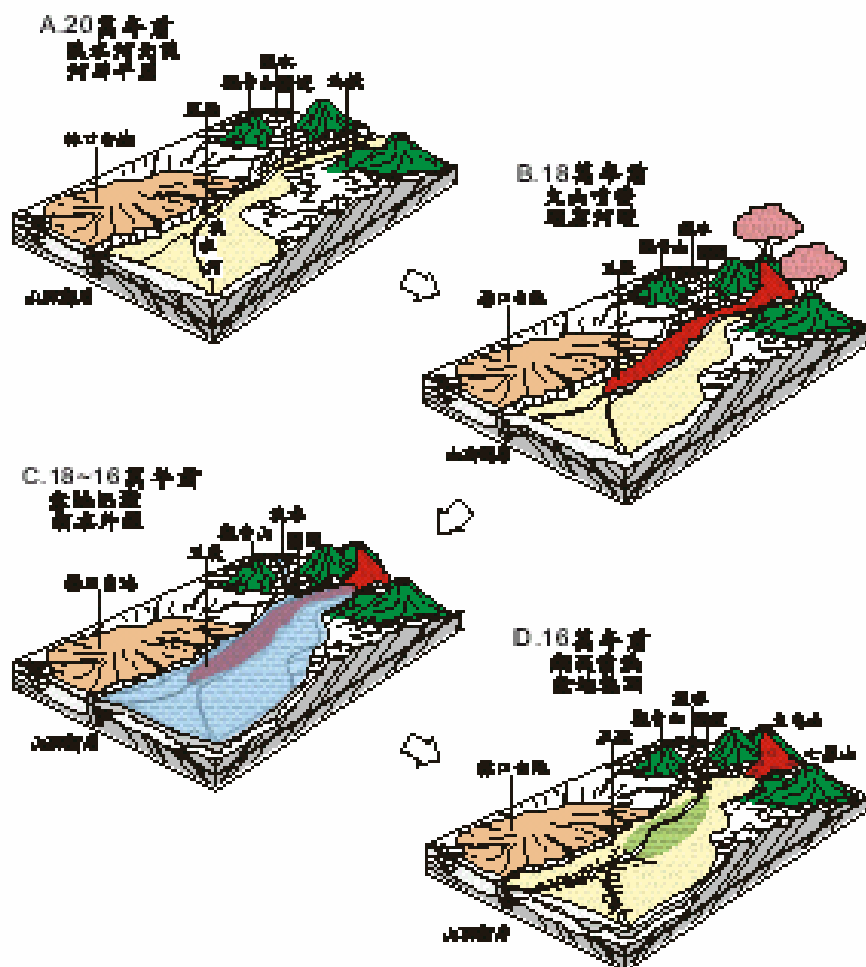


圖 10 臺北堰塞湖演化過程

在此同時，從關渡溢出的湖水也不斷侵蝕底床，刻畫出新的淡水河道。由於堰塞作用墊高了湖水面，使得臺北盆地和海之間的落差加大，新淡水河的坡度因而較陡。這使得河道快速下切並溯源侵蝕，逐步削弱位於關渡地區的湖堤。

大約 16 萬年前，關渡的湖堤潰決，湖水宣洩而出，臺北盆地很快地乾涸，原本位於湖底的紋泥層暴露地表，並受到侵蝕。盆地邊緣的河川沉積物很快地向前推進，堆積在五股到蘆洲一帶的河川平原上。隨著淡水河持續地下切，沉積層不斷地被剝蝕。直到 15 萬年前左右，盆地才再度被沖積扇覆蓋（圖 9），回復到堰塞前由河川主控的沉積環境。

討 論

從探井記錄中，我們在松山層上部看到了分布廣闊的河口灣相堆積層，證實臺北盆地的確曾為一海灣。不過這海灣層可延伸到關渡以西的淡水河口（圖 3），其間沒有任何堰塞和湖泊的證據。因此早期學者認為海灣在關渡被堵塞一事，顯然與事實不符。從碳十四年代資料看來，海灣層主要形成在一萬到六千年前之間（圖 2），相當於早全新世的海侵期。這表示海灣因海侵而成形（林朝榮，1953；曾美惠、劉平妹等，1999；Huang, 1962；Teng *et al.*, 2000），而且從一萬年前以來，始終透過淡水河與海連通，不曾被堰塞過。

在盆地更深的板橋層上部，我們看到共生的湖相紋泥層和火山泥流層，確認了盆地被堰塞成湖的地層記錄。根據紋泥層的分布與厚度，我們可大致以勾勒出堰塞湖的範圍和深度（圖 2）。不過紋泥層是湖泊深部的堆積物，它只反映湖心的部位。完整的堰塞湖應當面積更大，水更深。很可惜的，盆地邊緣的淺湖相和湖濱相地層多已被侵蝕殆盡，我們無法藉以恢復堰塞湖的真實面貌。

從堰塞湖的研究裡，我們也發現一些衍生的地質問題，值得進一步討論：

古淡水河

我們推斷在堰塞之前，淡水河大抵沿著山腳斷層的東緣，從五股經復興崗流出臺北盆地，而後斜穿大屯山區出海（圖 5、7）。在臺北盆地的西北角，這條古河道可以從堰塞湖的火山泥流的分布範圍看出端倪（圖 2），也可從盆地的基盤深度得到支持（圖 5）。不過到目前為止，這一帶雖有許多探井，但除了五股一號和關渡一號外（圖 8），其他多位於古河道的兩側，或是未達基盤。因此，古河道的實際形態仍不清楚。至於大屯山區的古河道（圖 7），則更缺乏直接的地質證據。目前所依據的構造地質（Chu *et al.*, 1998）、火山地層（丹桂之助，1935）和重磁（Yang *et al.*, 1994）資料，都不能確實說明古河道是否存在。未來仍需仰賴鑽探加以驗證。

大屯火山群

由於淡水河在堰塞前必須穿越大屯山區，因此當時淡水河如順著金山斷層流向金山，則沿途的幾座火山，包括大屯山、七星山和小觀音山，都不應該阻擋流路（圖 7）。如果淡水河由雲廣坑方向出海，則大屯山區西邊的一些火山，如面天山、向天山和大屯山等，就應該尚未成形。不論上述何種方式成立，都意味著堰塞前的大屯火山群遠小於今日的規模，主要的火山體尚未成形。

就目前已有的定年資料看來(莊文星、陳汝勤, 1989; 曹恕中, 1994; 李淑芬, 1996; Juang, 1993; Wang and Chen, 1990), 大屯火山岩的年代絕大部分落在 80~30 萬年前, 部分可延伸到 20 萬年前。如果放射性年代反映了火山的噴發時間, 則大屯火山群在 30 萬年前已然成形。爾後火山活動逐漸式微, 在 20 萬年前完全終止 (Song *et al.*, 2000b)。然而如果大屯火山群在 30 萬年前就已成形, 淡水河如何通過?

我們認為問題的癥結在於大屯火山群的年代。現有的年代數據主要來自鉀氫(莊文星、陳汝勤, 1989; 曹恕中, 1994; Juang, 1993)、氫氫(李淑芬, 1996)和核飛跡(Wang and Chen, 1990)定年。這些定年方法雖各有特色(曹恕中, 1997; 王珮玲和羅清華, 1997; 周南和劉聰桂, 1997), 但都是利用放射性元素的蛻變反應。如前所述, 第四紀火山岩的放射性定年有許多無法避免的影響因素。在臺北盆地中, 火山岩層有地層層序的控制, 還可將繁雜的年代數據加以篩選。在大屯火山群中, 各火山體雖有些初步的地層分層(李淑芬, 1996; Chen and Wu, 1971; Wang and Chen, 1990), 但彼此之間的關係卻不明朗, 且常有矛盾之處(比較Chen and Wu, 1971; 李淑芬, 1996)。加上定年樣本的地層背景不明, 彼此間的野外關係不清, 所得之年代數據是否能確實反映火山的噴發時間值得存疑。事實上, 從地形的觀點而論, 大屯火山群大多保有良好的外形和火山口(出口雄三, 1912; 石再添等, 1996), 顯示它們都非常年輕(Song *et al.*, 2000a)。有些山峰的放射性年代在 11 到 15 萬年前之間(曹恕中, 1994; Juang, 1993), 表示它們確實可能晚於 18 萬年。在此我們無法斷言所有大屯火山群的年代, 但從臺北盆地的角度觀之, 如今聳立在大屯山區的火山體, 恐怕有許多是在堰塞當時或後來才形成的。

早期堰塞事件

既然淡水河早期向東北流入大屯山區, 而且在 18 萬年前被堰塞, 我們不禁懷疑在此之前, 淡水河是否也曾被堵塞? 以現有的探井資料看來(圖 8), 臺北盆地只有一層湖相紋泥層, 似乎顯示盆地只有一次被堵塞成湖。不過臺北盆地從 40 萬年前就開始累積沉積物; 在 40 到 18 萬年前之間, 大屯山區有明顯的火山活動, 而臺北盆地的西北角也有 40 萬年左右的火山碎屑岩層。這暗示此期間大屯火山的確曾經噴發, 也影響到臺北盆地。我們注意到在三重到五股一帶, 板橋層下部有一厚 170 到 270 公尺的礫石層。這層礫石在關渡和北投一帶的井下並未發現(劉桓吉等, 2000), 倒是在相對應的層位上, 出現了厚層的火山碎屑岩。我們懷疑這些礫石代表早期淡水河的沉積物, 因下游河道被火山岩淤塞而堆積在盆地中。不過這次堰塞事件的地質資料不多, 仍需進一步探討。

火山災害

堰塞湖的認知讓我們重新思考臺北盆地可能遭受的火山災害。從區域地質的綜合分析, 我們知道大屯火山群和臺北盆地都是 100 萬年來的產物(Teng *et al.*, 2001)。大屯火山群的噴發在臺北盆地中留下了清楚的地層記錄, 對盆地的環境衝擊可想而知。所幸的是, 大屯火山群以熔岩流和火山泥流為主, 爆發力不強(Song *et al.*, 2000b)。除了盆地的北緣容易就近受到影響外, 其他大部分地區可能受害有限。不過如果發生堰塞事件, 則另當別論。以今日的臺北盆地而言, 倘若關渡附近發生火山噴發, 堵塞了關渡隘口, 則無需多時, 臺北盆地就氾濫成湖, 整個臺北都會區也將沉於湖底, 這種災難性的火山噴發不容忽視。雖然目前為止, 大屯火山區並沒有噴發的歷史記載, 不過基於大地構造和火山學的

研判 (Teng *et al.*, 1992; Song *et al.*, 2000b), 大屯火山活動並未完全休止, 還有噴發的可能。地球化學和地球物理的資料也指示大屯山區地下可能仍有岩漿庫 (楊燦堯等, 2003; Song *et al.*, 2000a; Chen *et al.*, 2002)。臺北盆地的地層記錄則顯示兩萬年來, 大屯山區曾有過小型的火山噴發 (Chen and Lin, 2002)。這些跡象提醒我們不能輕忽大屯火山群的危險性以及臺北盆地被堰塞的可能, 需審慎地評估。

結 論

根據探井記錄和區域地質資料, 我們確認臺北盆地曾經被堰塞成湖。不過這個湖並非由海灣堵塞而成, 而是發育在淡水河的河川平原上; 堰塞的地點不在關渡, 而在大屯山區。因此, 早期學者認為海灣堰塞成湖的看法並不正確。

「堰塞湖」事件發生在更新世中期。堰塞前, 臺北盆地是一片河川平原, 淡水河在盆地中匯集各支流, 由復興崗向北流出盆地, 進入大屯山區。當時大屯山區雖有火山, 但其間仍有一低陷的谷地, 可讓淡水河通過。不過大約 18 萬年前, 大屯山區發生了猛烈的火山噴發, 產生大量的火山泥流, 堵塞了淡水河的出路, 使得臺北盆地氾濫成湖。當時湖水上漲迅速, 很快超越關渡一帶的基盤高區, 並順著關渡到淡水之間的低地流出。到了 16 萬年前, 關渡的湖堤潰決, 湖水宣洩而出, 盆地隨即乾涸, 再度成為一河川平原。

由於在臺北盆地被堰塞前, 淡水河曾向北穿越大屯山區, 因此當時大屯火山群應尚未完全成形, 而今日所見之火山體大多是 18 萬年來的噴發物。這項推論比一般所認知的大屯火山群年代來得年輕, 顯示有必要重新檢討大屯火山群的活動性, 並考量未來噴發的潛能。從堰塞湖的地質記錄裡, 我們了解火山的影響並不僅止於火山噴發物所到之處; 當火山岩層堵塞淡水河的河道時, 整個臺北盆地都將被湖水淹沒。這項潛在的危險提醒我們需重視大屯火山群未來的活動, 並慎重評估臺北盆地被堰塞的可能。

謝 辭

承蒙袁彼得教授、陳培源教授、劉聰柱教授、陳于高教授及兩位匿名評審人熱心校稿, 並惠賜改正意見, 使本文受益良多。在本文準備期間, 蔡宜伶小姐與林佩儀小姐協助蒐集資料及打字繪圖, 謝英宗博士、中華顧問工程司、中興工程顧問社及亞新工程顧問公司提供探井資料, 國家科學委員會資助經費。我們衷心感激, 謹此敬申謝忱。

引用文獻

- 中華顧問工程司 (1979) 關渡橋新建工程鑽探及試驗報告, 編號 (CECI-GD-050)。
 王珮玲、羅清華 (1997) 氫 氫 ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) 定年法, 地質, 16: 1-2, 17-45。
 王執明、鄭穎敏、王源 (1978) 臺北盆地之地質及沉積物研究, 臺灣礦業, 30(4): 350-380。
 石再添、張瑞津、鄧國雄、黃朝恩 (1996) 地形 (土地志 地理篇 第一冊), 臺灣省通志稿卷一, 臺灣省文獻委員會出版, 修訂版。

- 何春蓀 (1982) 臺灣地體構造的演變 臺灣地體構造圖說明書, 經濟部中央地質調查所。
- 何春蓀 (1983) 臺灣基隆沿海區至桃園縣大溪間煤田地質及構造, 經濟部中央地質調查所彙刊, 2: 17-70。
- 何春蓀 (1986) 臺灣地質概論 臺灣地質圖說明書 (增訂第二版), 經濟部中央地質調查所。
- 李淑芬 (1996) 大屯火山群七星山亞群的火山層序研究, 國立臺灣大學地質學研究所碩士論文。
- 李錫堤、鄧屬予、劉聰桂、蔡龍珩 (1993) 臺灣北部金山 新莊 山腳斷層活動性之地質評估 (I), 行政院國家科學委員會專題研究計畫成果報告 (NSC82-0414-P-008-001-B)。
- 周南、劉聰桂 (1997) 核飛跡 (FT) 定年法, 地質, 16: 97-111。
- 林朝宗 (1981) 林口圖福 五萬分之一臺灣地質圖說明書, 經濟部中央地質調查所。
- 林朝宗、賴典章、費立沅、劉桓吉、蘇泰維 (1999) 臺北盆地八十一至八十五年度地質深井鑽探取樣成果, 經濟部中央地質調查所特刊, 11: 7-39。
- 林朝榮 (1953) 「松山層」 臺北盆地沉積層, 臺北文獻, 3(1): 43-48。
- 林朝榮 (1957) 地形 (土地志 地理篇 第一冊), 臺灣省通志稿卷一, 臺灣省文獻委員會。
- 曹恕中 (1994) 大屯火山群火山岩的鉀氬年代分析, 經濟部中央地質調查所彙刊, 9: 137-154。
- 曹恕中 (1997) 鉀 氬 ($^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$) 定年法, 地質, 16: 1-15。
- 曹恕中、宋聖榮、李寄嶼、王詠絢、許銘義、林明昌、蘇泰維 (2000) 臺北盆地關渡一號井火山泥流堆積物初步研究, 經濟部中央地質調查所彙刊, 13: 103-118。
- 莊文星 陳汝勤 (1989) 臺灣北部火山岩之定年與地球化學研究, 經濟部中央地質調查所彙刊, 5: 31-66
- 陳正宏 (1990) 臺灣之火成岩, 臺灣地質之一, 經濟部中央地質調查所。
- 陳正祥 (1953) 臺北盆地之構造與成因, 學術季刊, 2(2): 88-92。
- 陳正祥 (1961) 臺北盆地 (區域範圍與地形), 臺灣地誌 (下冊), 敷明產業地理研究所研究報告, 94: 1011-1015。
- 彭志雄 (1998) 臺北盆地晚第四紀沉積環境, 國立臺灣大學地質研究所碩士論文。
- 彭志雄、鄧屬予、袁彼得 (1999) 臺北盆地的岩相特徵, 經濟部中央地質調查所特刊, 11: 67-99。
- 曾美惠、劉平妹 (1999) 臺北盆地二萬年來孢粉組合與古環境初探, 經濟部中央地質調查所特刊, 11: 159-179。
- 黃鑑水 (1988) 臺北圖幅 五萬分之一臺灣地質圖說明書, 經濟部中央地質調查所。
- 楊燦堯、何孝恆、謝佩嫻、劉念宗、陳于高、陳正宏 (2003) 大屯火山群火山氣體成分與來源之探討, 國家公園學報, 13: 127-156。
- 萬獻銘、陳淑華 (1988) 林口臺地礫石風化之礦物學及化學特性研究及其與紅土形成之關係, 地質, 8: 27-47。
- 經濟部聯合礦業研究所 (1971) 大屯火山群地熱探勘工作報告之三, MRSO Report-111。
- 經濟部聯合礦業研究所 (1973) 大屯火山群地熱探勘工作報告之四, MRSO Report-126。
- 劉桓吉、蘇泰維、李錦發、紀宗吉、林朝宗 (2000) 山腳斷層之活動性及其對工程安全之影響, 經濟部 89 年度研究發展專題報告第 89-015 號。
- 劉桓吉、蘇泰維、邱禎龍、曾俊傑、紀宗吉、林文哲、李錦發、費立沅、賴典章、林朝宗、黃健政 (2002) 臺北盆地地下地質與工程地質研究 環境與工程地質調查研究, 90 年度中央地質調查所年報, 59-64。
- 劉聰桂、陳于高、吳文雄、羅嘉勳、魏谷 (1994) 臺北盆地沉積物與地下水之年代與水質研究, 「臺灣之第四紀」第五次研討會暨「臺北盆地地下地質與工程環境綜合調查研究」成果發表會論文集, 143-146。
- 鄧屬予 (1999) 滄海桑田話臺北, 臺灣博物, 18(1): 4-17。

- 鄧屬予、袁彼得、陳培源 (1995) 八十四年度臺北盆地地下地質與工程環境綜合調查研究 地層及沉積環境研究, 經濟部中央地質調查所報告第 84-008 號。
- 鄧屬予、袁彼得、陳培源、彭志雄、賴典章、林朝宗、費立沅、劉桓吉 (1996) 臺北盆地地下地質新資料新看法, 「臺灣之第四紀」第六次研討會暨「臺北盆地地下地質與工程環境綜合調查研究」成果發表會論文集, 7-10。
- 鄧屬予、袁彼得、陳培源、彭志雄、賴典章、費立元、劉桓吉 (1999) 臺北盆地沉積層的岩性地層, 經濟部中央地質調查所特刊, 11: 41-66。
- 蕭承龍、劉平妹、蘇夢淮 (1999) 臺北盆地花粉化石研究, 經濟部中央地質調查所特刊, 11: 145-157。
- 謝英宗 (2001) 關渡一號井的有孔蟲化石及其古環境初探, 經濟部中央地質調查所彙刊, 14: 83-102。
- 丹桂之助 (1930) 觀音山附近 段丘, 臺灣地學記事, 1(7): 75-81。
- 丹桂之助 (1931a) 大屯火山彙 發達 平坦面 就 (豫報), 臺灣地學記事, 2(3): 38-41。
- 丹桂之助 (1931b) 大屯火山彙 平坦面上 水成岩圓礫存在 就 , 臺灣地學記事, 2: 5-8, 77-79。
- 丹桂之助 (1932) 大屯火山彙 海中生成岩 就 , 臺灣地學記事, 3(7-8): 68-74。
- 丹桂之助 (1933) 大屯火山彙 海蝕臺地 (續報), 臺灣地學記事, 4(7-9): 57-60。
- 丹桂之助 (1935) 大屯火山彙 發達 平坦面, 日本學術協會報告, 10(1): 28-32。
- 丹桂之助 (1938) 關於臺北盆地湖水沉積層的化石, 臺灣地學紀事, 9(3): 39-47。
- 丹桂之助 (1939) 臺北盆地之地質學考察, 矢部教授還曆紀念論文集, 1: 371-380。
- 丹桂之助 (1943) 新莊斷層之向北延長與 klippe 之存在, 臺灣地學記事, 14: 1-2, 31-39。
- 出口雄三 (1912) 大屯火山彙調查報告, 臺灣總督府民政部殖產局。
- 市村毅 (1934) 臺北州觀音火山 安山岩 就 , 臺灣地學記事, 5(2): 17-26。
- 牧山鶴彥 (1933) 臺灣北部 洪積層, 地質學雜誌, 40: 477, 398-400。
- 牧山鶴彥 (1935) 觀音山圖幅說明書, 臺灣總督府殖產局, 691。
- 花井重次 (1932) 臺北盆地 成因 關 考察, 全國中等學校地理歷史科教員第 9 回協議會及臺灣南支旅行報告。
- 齊藤齊 (1933) 臺北盆地 就 (一), 臺灣地學記事 (附錄地學研究), 10: 4-7。
- Chang, S. S. L. (1971) Subsurface geologic study of the area from the Taipei Basin to the Kuanyin shelf, Taoyuan, Taiwan, *Petroleum Geology of Taiwan*, 9: 123-144.
- Chen, C. H. and Lin, S. B. (2002) Eruptions younger than 20ka of the Tatun Volcano Group as viewed from the sediments of the Sungshan Formation in Taipei Basin, *Western Pacific Earth Sciences*, 2: 191-204.
- Chen, C. H. (1975) Thermal waters in Taiwan, a preliminary study, *International Association of Hydrological Sciences, Publication*, 9, Proceedings of Grenoble Symposium, 79-88.
- Chen, C. H. and Wu, Y. T. (1971) Volcanic geology of the Tatun geothermal area, northern Taiwan, *Proceedings of the Geological Society of China*, 14: 5-28.
- Chen, K. J., Lin, C. H. and Hsieh, C. J. (2002) Mapping Seismic attenuation structures of the volcanic area in northern Taiwan, *Western Pacific Earth Sciences*, 2: 273-290.
- Chen, W. F. and Teng, L. S. (1990) Depositional environment of Quaternary deposits of the Linkou Tableland, northwestern Taiwan, *Proceedings of the Geological Society of China*, 33: 39-63.
- Chu, C. J., Lee, C. T. and Teng, L. S. (1998) Structural features and Quaternary tectonics of the Chinshan Fault, northern Taiwan, *Journal of the Geological Society of China*, 41: 25-42.
- Dickman, M. (1985) Seasonal succession and microlamina formation in a meromictic lake displaying varved sediments, *Sedimentology*, 32: 109-118.

- Ho, C. S. (1969) Some stratigraphic-structural problems of the Linkou terrace in northern Taiwan, *Journal of the Geological Society of China*, 12: 65-80.
- Huang, T. C. (1962) The Sungshan formation in the Taipei Basin, *Memoir Geological Society of China*, 1: 133-151.
- Hwang, W. T. and Lo, H. J. (1986) Volcanological aspects and the petrogenesis of the Kuanyinshan volcanic rocks, northern Taiwan, *Acta Geologica Taiwanica*, 24: 123-148.
- Juang, W. S. (1993) Diversity and origin of Quaternary basaltic magma series in northern Taiwan, *Bulletin of the National Museum of Natural Science*, 4: 125-166.
- Liew, P. M., Huang, C. Y. and Tseng, M. H. (1997) Preliminary study on the Late Quaternary climatic environment of the Taipei Basin and its possible relation to basin sediments, *Journal of the Geological Society of China*, 40: 17-30.
- Lin, S. B. and Chen, C. H. (2000) Variations of lithologic characters and clay mineral compositions of sediments in the Taipei Basin, *Journal of the Geological Society of China*, 43: 311-332.
- Martinson, D. G., Pisias, N., Hay, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C. and Shackleton, N. J. (1987) Age dating and the orbital theory of the ice ages development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy, *Quaternary Research*, 27: 1-30.
- Song, S. R. and Lo, H. J. (1988) Volcanic geology of Fengpin-Takangkou area, Coastal Range of Taiwan, *Acta Geologica Taiwanica*, 26: 223-235.
- Song, S. R. and Lo, H. J. (1995) The source and origin of the volcanoclastics in Linkou Formation of northern Taiwan, *Journal of the Geological Society of China*, 38: 287-314.
- Song, S. R., Tsao, S. T. and Lo, H. J. (2000a) Characteristics of the Tatun Volcanic eruptions, northern Taiwan: implications for a cauldron formation and volcanic evolution, *Journal of the Geological Society of China*, 43: 361-378.
- Song, S. R., Yang, T. F., Yeh, Y. H., Tsao, S. J. and Lo, H. J. (2000b) The Tatun Volcano Group is active or extinct? *Journal of the Geological Society of China*, 43: 521-534.
- Teng, L. S. (1996) Extensional collapse of the northern Taiwan mountain belt, *Geology*, 24: 945-952.
- Teng, L. S., Chen, C. H., Wang, W. S., Liu, T. K., Juang, W. S. and Chen, J. C. (1992) Plate kinematic model for late Cenozoic arc magmatism in northern Taiwan, *Journal of the Geological Society of China*, 35: 1-18.
- Teng, L. S., Yuan, P. B., Yu, N. T. and Peng, C. H. (2000) Sequence stratigraphy of the Taipei Basin deposits: a preliminary study, *Journal of the Geological Society of China*, 43: 497-520.
- Teng, L. S., Lee, C. T., Peng, C. H., Chan, W. F. and Chu, C. J. (2001) Origin and geological evolution of the Taipei Basin, northern Taiwan, *Western Pacific Earth Sciences*, 1: 115-142.
- Tien, J. L., Wang, W. H., Chu, C. J. and Chen, C. H. (1994) The depositional time of the Linkou Formation as revealed by the zircon FTD ages for Quaternary volcanic rocks in northern Taiwan, *Journal of the Geological Society of China*, 37: 189-214.
- Tsao, S. J., Song, S. R. and Lee, C. Y. (2001) Geological implications of lahar deposits in the Taipei Basin, *Western Pacific Earth Sciences*, 1: 213-226.
- Tzou, Y. H. and Yu, G. K. (1987) Subsurface structure of the Tatun Volcano Group area inferred from the gravity data, *Bulletin of Geophysics*, 27-28, 45-60.
- Wang, W. H. and Chen, C. H. (1990) The volcanology and fission track age dating of pyroclastic deposits in Tatun Volcano Group, northern Taiwan, *Acta Geologica Taiwanica*, 28: 1-30.

- Wei, K., Chen, Y. G. and Liu, T. K. (1998) Sedimentary history of the Taipei Basin with constraints from thermoluminescence dates, *Journal of the Geological Society of China*, 41: 109-125.
- Wu, F. T. (1965) Subsidence geology of Hsinchuang structure in the Taipei Basin, *Petroleum Geology of Taiwan*, 4: 271-282.
- Yang, C. H., Shei, T. C. and Lue, C. C. (1994) Gravity and magnetic studies in the Tatun Volcanic region, *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*, 5: 499-514.
- Yen, T. P., Tzou, Y. H. and Lin, W. H. (1984) Subsurface geology of the Tatun Volcano Group, *Petroleum Geology of Taiwan*, 20: 143-154.

92年7月28日 收稿

92年12月12日 修正

92年12月25日 接受