

夢幻湖及附近窪地之剖面分析及定年研究

計劃執行人：劉聰桂

兼任研究助理：林玫君

委辦單位：內政部營建署陽明山國家公園管理處

承辦單位：國立台灣大學地質學研究所

中華民國七十九年十月

摘 要

本研究以鑽井採取夢幻湖沉積物樣本，並以碳十四法測定其中所含植物遺體的年代。

由岩心樣本顯示，夢幻湖湖區沉積物以北部較厚，大約 4.5 公尺左右可達安山岩質基盤。沉積物以地表下 1.5 公尺處為界，主要可分為二層；上層為灰黑色泥炭，下層為淺灰至白色的泥（主要含高嶺石）。由沉積物之變化顯示夢幻湖已處於湖泊生態演化之後期。

碳十四年代結果顯示夢幻湖形成於距今約五千六百年前，而台灣水韭亦隨後不久於距今五千年前左右出現。此年代結果顯示夢幻湖應非火山口湖或火山堰塞湖。

目 錄

壹、緒言	1
貳、碳十四 (^{14}C) 年代測定的原理	3
一、自然 ^{14}C 的發現	3
1. 碳同位素的組成	3
2. 宇宙射線	3
3. 宇宙射線中子和它引起的核反應	4
4. 自然 ^{14}C 的發現	6
二、 ^{14}C 在自然界的分布	6
1. 自然 ^{14}C 的產生率	6
2. ^{14}C 在自然界的交換、循環和分布	7
3. ^{14}C 年代測定	10
三、岩心樣本之碳十四定年	13
1. 樣本之前處理	13
2. 真空系統製苯	13
3. 液體閃爍計數器	14
參、結果	15
一、鑽井取樣	15
二、岩心描述	15
三、岩心之顯微薄片製作與描述	19
四、碳十四年代結果	20
肆、討論	21
一、夢幻湖形成的可能成因	21
二、夢幻湖沉積物種類之演變	21
三、附近其他窪地	23
四、夢幻湖的淤積速率	23
伍、結論	26
陸、建議	27
謝辭	32
參考文獻	33
圖版	A~P
附件、 第九號鑽井岩心	

表 目 次

表一、核反應截面	5
表二、各交換儲存庫中 ^{14}C 分布情況	9
表三、 ^{14}C 的半衰期、平均壽命和衰變常數	10
表四、碳十四年代結果	20

陽明大學圖書館

壹、緒言

陽明山國家公園範圍內的七星山夢幻湖及生成於其中的「水韭」，在1971年被徐國士與張惠珠首次發現。次年，隸慕華（1972）依葉片構造、蓋膜、孢子花紋與大小，以及生活習性等特徵，命名為「台灣水韭」（*I. taiwanensis*）並認為是台灣的特有種。之後許建昌（1972）觀察其染色體數目，江蔡淑華（1973, 1975, 1976）研究其內、外部形態，Huang and Chiang（1983, 1986, 1987）研究其孢子囊、配子體以及胚胎之發育過程。張惠珠和徐國士（1977）、黃增泉等（1983）進行其生育地夢幻湖植被調查。張永達和楊冠政（1987）進行台灣水韭的生理研究。

台灣水韭是一多年生之水生植物，被歸類為石松綱（*Lycopsidea*），同綱植物尚有石松科（*Lycopodiaceae*）和捲柏科（*Selaginellaceae*）。然水韭本身亦有一些特徵為其他蕨類植物群所缺，而與高等維管束植物頗為相似。其球莖內具形成層，可行後生生長（secondary growth），此一特徵為現存之蕨族植物僅有者。由於水韭具有特殊的形態、構造和生理現象。故在植物的演化上或比較解剖學上，頗有研究之價值。除這些特徵外，台灣水韭的部份孢子囊內曾發現同時含有大孢子和小孢子，此混生型孢子囊在其他水韭未曾發現過，在自然界中為一罕見現象。「台灣水韭」於1971年被發現後，七星山的夢幻湖至今仍為其唯一的生育地，故被視為台灣極珍貴的稀有植物。

如上所述，對夢幻湖的動植物生態已有相當的研究與瞭解。但對於夢幻湖以及生長於其中的水韭何時形成，以往並無確切的資料。鄭先佑（民國七十六年，第44頁）推測夢幻湖形成至今可能僅有數百年。黃增泉等（民國七十七年；第81頁）由孢粉分析推測夢幻湖（水韭）出現之年代，約為200萬年前。唯據鉀-氬法（Juang and Bellon, 1984）

及核飛跡法（王文祥，1989）測定七星山火山噴發之年代為80萬至47萬年前，故夢幻湖之年代最多亦不老於80萬年。此外，依地質學上之判斷，似夢幻湖如此小之小“湖泊”，當不可能歷經太久之時間而至今仍未被淤滿。

由於夢幻湖的沉積物中含有不少沉積同時的植物遺體，這些碳質樣本正適合以放射性碳（碳-十四）法測定其年代，從而知道夢幻湖及水韭開始形成的時代，以解決此一久懸未決的問題，並提供夢幻湖生態保護區的解說教育之用。

貳、碳十四 (^{14}C)年代測定的原理

^{14}C 定年法是測定近五、六萬年內含碳樣本的年代非常有效而準確的方法，在世界各國早已普遍利用。正確地運用 ^{14}C 年代數據，與了解 ^{14}C 定年原理是分不開的。

一、自然 ^{14}C 的發現

1. 碳同位素的組成

原子序數為 6 的碳元素有六個同位素，它們的質量數分別為 10、11、12、13、14、15。 ^{12}C 、 ^{13}C 為穩定同位素，是自然界碳的主要組成部份，各佔 98.892% ， 1.108% 。 ^{10}C 、 ^{11}C 、 ^{15}C 都是短壽命放射性同位素，半衰期分別為： 19.1 ± 0.8 秒， 20.42 ± 0.06 分， 2.4 ± 0.3 秒。全是人工核反應的產物，不可能成為自然碳的組成部份。

^{14}C 的半衰期為 5730 ± 40 年。最早推測 ^{14}C 的存在是在三十年代，是人們作核反應試驗時得出的。1936—1938 年卡門 (M.D. Kamen) 詳細分析鑑定了 $^{14}\text{N} (n, p) ^{14}\text{C}$ 核反應，確定了 ^{14}C 的存在。

在作核反應研究時，人們常常利用宇宙射線的高能粒子，自然也會推測並研究宇宙射線與大氣作用的後果。而 ^{14}C 是否有可能由此產生呢？因其半衰期相當長，有了自然界形成的條件，就有可能在自然碳中找到它的蹤跡。

2. 宇宙射線

1911 年赫斯 (V.F. Hess) 發現從外層宇宙空間入射

到地面的粒子流，稱為宇宙射線。它能量很高而強度較低，目前測得個別粒子最高能量達 10^{21}ev （相當於把1公斤重物舉到十幾米高），平均粒子能量約 $2 \times 10^{10}\text{ev}$ 。而進入大氣層的粒子數 $< 10^{10}$ 個/秒，平均約0.5個/厘米²·秒。總能量相當於來自星光的能量，比起太陽光能量來微乎其微。

直接來自外層空間（50公里以外）的射線統稱為初級宇宙射線，大部份是帶正電的重粒子，如質子（約佔85.9%）， α 粒子（約佔12.7%），少量是N, O, Ne, C, Si, Mg, Fe等原子核（約佔1.4%）以及少量電子。

由於地球是一個巨大的磁體，宇宙射線受地磁影響，在各地區強度有所不同。來自西邊的比來自東邊的多一些，稱為“東西不對稱效應”。一般而言地磁兩極到緯度 45° 左右基本上是均勻的，到 45° 以下逐漸減弱，至地磁赤道處最小（小14%），稱“緯度效應”。同時也受太陽活動影響而隨時間有變化：有的無週期性，例如與太陽黑子磁暴相關的變化；有的是週期性的，如24小時內有 $\leq 1\%$ 數量級的變化，以及27天太陽自轉周期內5—30%變化等。

大氣中存在無數氮和氧的原子核。初級宇宙射線中，高能粒子很容易和它們發生碰撞，產生大量新粒子，有正、負電子，介子，高能光子和中子等，統稱為次級宇宙射線。據測量約為 1.8×10^{-2} 個/秒·厘米²。其中一半為介子，另外為正、負電子，光子和質子，氘核， α 粒子等。介子的穿透能力很強（可穿透數十厘米鉛板），稱宇宙射線的“硬成分”。正、負電子和光子穿透能力較弱，稱為“軟成分”。

3. 宇宙射線中子和它引起的核反應

中子是不穩定的中性粒子，平均壽命是12.8分，衰變成質子。因此它不能作宇宙運行，從太陽來還可以。實驗室發現中子後不久，就在大氣層高處發現了中子，而且隨高

度上升而密度增大，到 40,000 呎達最大。再上升，密度又直逐漸下降。這樣大量的中子是初級宇宙射線與大氣作用的產物，稱宇宙射線中子。開始形成時為高速中子，有 5-10 Mev 平均能量，經多次碰撞而能量損失成為熱中子。

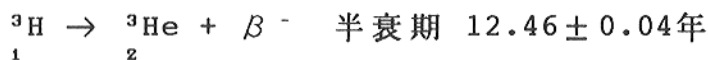
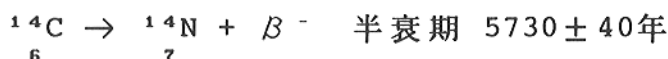
大氣的主要組成為氮和氧。氮佔五分之四，氧佔五分之一。氮由 ^{14}N ， ^{15}N 兩種穩定同位素組成，各佔 99.62% 和 0.38%。氧由 ^{16}O ， ^{17}O ， ^{18}O 三種穩定同位素組成，各佔 99.76%，0.04% 和 0.20%。

實驗室測定各種能量中子轟擊 N、O 核的結果說明氧與中子的反應是惰性的，氮是活潑的。它們的反應式和反應截面如下（表一）：

表一 核反應截面

反 應 式	轟擊中子能量	反 應 截 面
$^{16}_8\text{O}(\eta, \gamma) ^{17}_8\text{O}$	熱 中 子	$1.7 \times 10^{-27} \text{cm}^2$
$^{17}_8\text{O}(\eta, \alpha) ^{14}_6\text{C}$		$0.5 \times 10^{-24} \text{cm}^2$
$^{18}_8\text{O}(\eta, \gamma) ^{19}_8\text{O}$		$0.22 \times 10^{-27} \text{cm}^2$
$^{14}_7\text{N}(\eta, p) ^{14}_6\text{C}$	0.4 - 1.6 Mev	$1.7 \times 10^{-24} \text{cm}^2$
$^{14}_7\text{N}(\eta, \gamma) ^{15}_7\text{N}$	> 1 Mev	$1.7 \times 10^{-25} \text{cm}^2$
$^{14}_7\text{N}(\eta, ^3\text{H}) ^{12}_6\text{O}$	> 4 Mev	$5 \times 10^{-26} \text{cm}^2$

^{11}B ， ^4He ， ^{12}C ， ^1H 為穩定同位素， ^{14}C ， ^3H 為放射性同位素，它們的衰變方式各為



4. 自然 ^{14}C 的發現

宇宙射線是長久以來存在的現象，是大氣作用的結果，會形成放射性碳和放射性氦。

根據上述研究形成了利貝 (W.F.Libby) 創建 ^{14}C 方法的最初構想，但當時第二次世界大戰正在進行，一直到1945年才開始著手 ^{14}C 在自然界存在的理論研究和證實試驗 (同時涉及 ^3H 和 ^3He)，企圖用之於絕對年代的斷定。除理論上估算 ^{14}C 的自然產生率，經衰變達到平衡，得出現代含碳物質的 ^{14}C 放射性約幾微微居里 / 克碳。當初沒有足夠靈敏的儀器能測出如此微量的放射性。而後利貝使用巴爾的摩城 (Baltimore) 污水處理工廠所生產的 CH_4 ，經格羅斯 (V. Grosse) 應用碳同位素分離器 (熱擴散法) 將它富集二百多倍後，充入用重物質屏蔽的、工作在正比區的計數管中測量。發現它的放射性比未經富集的或石油氣的 CH_4 稍高，因此肯定自然界確實存在著自然的放射性碳 (^{14}C)。後來又將此 CH_4 燃燒成 CO_2 製備成 CaCO_3 ，鋪一薄層于利貝設計的屏柵 G-M 管管壁上，測量了幾個月，同時證實自然 ^{14}C 的存在。

但是上述方法還不適用於日常斷代工作。後來，利貝採用了反符合計數技術，降低了環境本底，使測量靈敏度大為提高，才使測定年代成為可能。

二、 ^{14}C 在自然界的分布

1. 自然 ^{14}C 的產生率

宇宙射線與大氣作用最大可能依 $^{14}_7\text{N} (n, p) ^{14}_6\text{C}$ 進行， $^{14}_7\text{N} (n, ^3\text{H}) ^{12}_6\text{C}$ 產率僅為其 1%，而 $^{16}_8\text{O} (n, \gamma)$ $^{17}_8\text{O}$ 則只及其 1 0/00。因此 ^{14}C 產量幾乎等於宇宙射線

中子的總量。由高空氣球所測得地球表面的平均中子產率為 ~ 2.2 個 / 秒 · 厘米² (利貝在五十年代初期採用了 ~ 2.6

個 / 厘米² · 秒值，計得 ^{14}C 總量為 81 噸，相當於 395 百萬居里)，地球總表面為 $\sim 5.1 \times 10^{18}$ 厘米²，因此總的 ^{14}C 產生率為 $\sim 11.2 \times 10^{18}$ 個 / 秒。而 ^{14}C 的衰變率的實驗值為 1.6×10^{11} 次 / 克 · 秒。若這一現象自古持續到今，可認為 ^{14}C 的產生和衰變達到平衡。因此可以算出地球上 ^{14}C 的總量為 ~ 70 噸。相當於 ~ 300 百萬居里。而 ^3H 大約有 8 百萬居里。

2. ^{14}C 在自然界的交換、循環和分布

^{14}C 主要在高空大氣中形成，是自然 ^{14}C 的唯一來源。但新生 ^{14}C 原子不可能單獨存在很久，因其本身具有動能，完全有理由認為它很快會被氧化為 $^{14}\text{CO}_2$ 。

$^{14}\text{CO}_2$ 與 $^{12}\text{CO}_2$ 的化學性質完全相同，形成了 $^{14}\text{CO}_2$ 後很快就會和大氣 $^{12}\text{CO}_2$ 混合在一起，並由此參加自然界碳的交換循環運動。

植物通過光合作用吸收大氣中 CO_2 組成本身組織。動物的排洩物，動植物遺骸都埋在表層土壤中，也使它們含有 ^{14}C 。動物呼吸、生物體遺骸分解又復放出 CO_2 回入大氣中。地球表面大部份覆蓋著海洋，而海水中大量的 CO_3^{2-} ， HCO_3^- 等含無機碳原子。大氣與海水表面接觸，使大氣中的 CO_2 大量進入海洋和海洋中的含碳物質進行交換，使海水中滲入了 ^{14}C 。海洋生物與海底沉積物都同時滲入了 ^{14}C 。深淺海水的混合與循環又使整個海洋都滲有 ^{14}C 。

大氣、生物界、海洋都含有大量的碳，並互相交換循環，因此可以把它們叫做碳的交換儲存庫。

大氣上層對流層內氣體混合得很快，同溫層和對流層間也會有垂直的混合運動。南半球和北半球間氣流混合也很迅速，北半球大氣核試驗產生的 ^{14}C ，不久就可以在南半球探測到，約一、二年內即可以混合均勻。植物通過光合作用隨時都在吸取大氣中的二氧化碳，據估計生物界的碳的滯

留時間約10—20年。海水的運動也是相當快的，由於潮汐、風力和海洋生物的作用，表層海水混合很快。海洋中到處存在不斷的海流，混合也能到達深層海水。有人估計大西洋海水的循環時間約一千多年。

近一、二十年來，利用各種科學手段，其中主要是應用 ^{14}C 技術，對上述運動進行了研究。達曼 (P.E.Damon) 等人綜合二十多年來研究成果，列成表二說明碳在各儲存庫中的貯量及滯留時間。

陽明大學圖書館

表二 各交換儲存庫中 ^{14}C 分布情況

儲存庫	儲存庫中碳 單位= 10^{10} 克	流 量 單位= 10^{15} 克/年	滯留時間 τ 年	儲存庫中碳 , 單位= 克/厘米 ²	儲存庫中 ^{14}C 放射性 dpm/厘米 ²	儲存庫中 衰變率 dpm/厘米 ²
大 氣	670	156	4	0.131	14.1	1.85
陸生生物界	550	56	10	0.108	13.6	1.47
腐植質 (死的 陸生有機 物)	1,030	56	19	0.206	13.6	2.78
水 域 (新鮮水)	449	0.37	1213	0.088	8.2	0.72
水 域 (海 洋混和層)	900	124	7	0.180	13.6	2.44
水 域 (深海層)	37,670	32	1180	7.386	12.3	90.85
生 物 界 (海洋)	6	40	2(月)	0.001	14.2	0.91
海洋中 (死的 有機質)	3,000	40	75	0.588	12.3	7.23
沉 積	90,000,000	0.6	150(10^6 年)	0.972	12.3	11.97
全 球 含 C 總 量				$\Sigma=9.660$ 克/厘米 ²	$R=12.3$ (dpm/克)	$\Sigma=119.3$ dpm/厘米 ²

3. ^{14}C 年代測定

自然界存在著不斷產生 ^{14}C 的條件，這一現象自古延續至今。 ^{14}C 在全世界很快循環混合，使處於交換狀態的各 ^{14}C 儲存庫中物質都具有一定的 ^{14}C 放射性。但若含碳物質一旦停止了交換， ^{14}C 得不到補充，原有的 ^{14}C 就會按放射性衰變規律減少。測出其剩餘 ^{14}C 放射性與原有 ^{14}C 放射性作比較，就可以計算出停止交換的年代（圖版A）。應用這個方法，可以解決考古學、地質學上的年代問題。

動植物在有生命期間處於交換狀態，死亡後即停止交換。考古遺址中有許多生物遺體如木頭、木炭、貝殼、骨頭，它們的死亡和被利用都同人類活動有關，如蓋房需要砍伐木料，因漁獵取食在灰坑積存了貝殼、骨頭等。因此測定含碳遺物的剩餘放射性就可以計算出它的死亡年代，從而推斷出遺址年代。同時動植物形成的沉積物堆積表徵的地質年代亦可以測定沉積物年代而得（圖版一.A，一.B）。

根據衰變定律 $A_t = A_0 e(-\lambda t)$ 或 $t = \tau \ln A_0 / A_t$

t = 生物死亡年代

τ = ^{14}C 平均壽命

A_0 = 處於平衡狀態的 ^{14}C 放射性

A_t = 生物殘骸剩餘的 ^{14}C 放射性

τ 已經精確測定，只需測得 A_0/A_t 比值即可計出 t 值。

表三 ^{14}C 的半衰期、平均壽命和衰變常數

	$T^{1/2}$ (年)	τ (年)	λ (個 / 年或個 / 秒)
慣用值	5568 ± 30	8033	1.2299×10^{-4} / 年 或 3.9×10^{-12} / 秒
物理值	5730 ± 40	8267	1.2097×10^{-4} / 年或 3.8359×10^{-12} / 秒

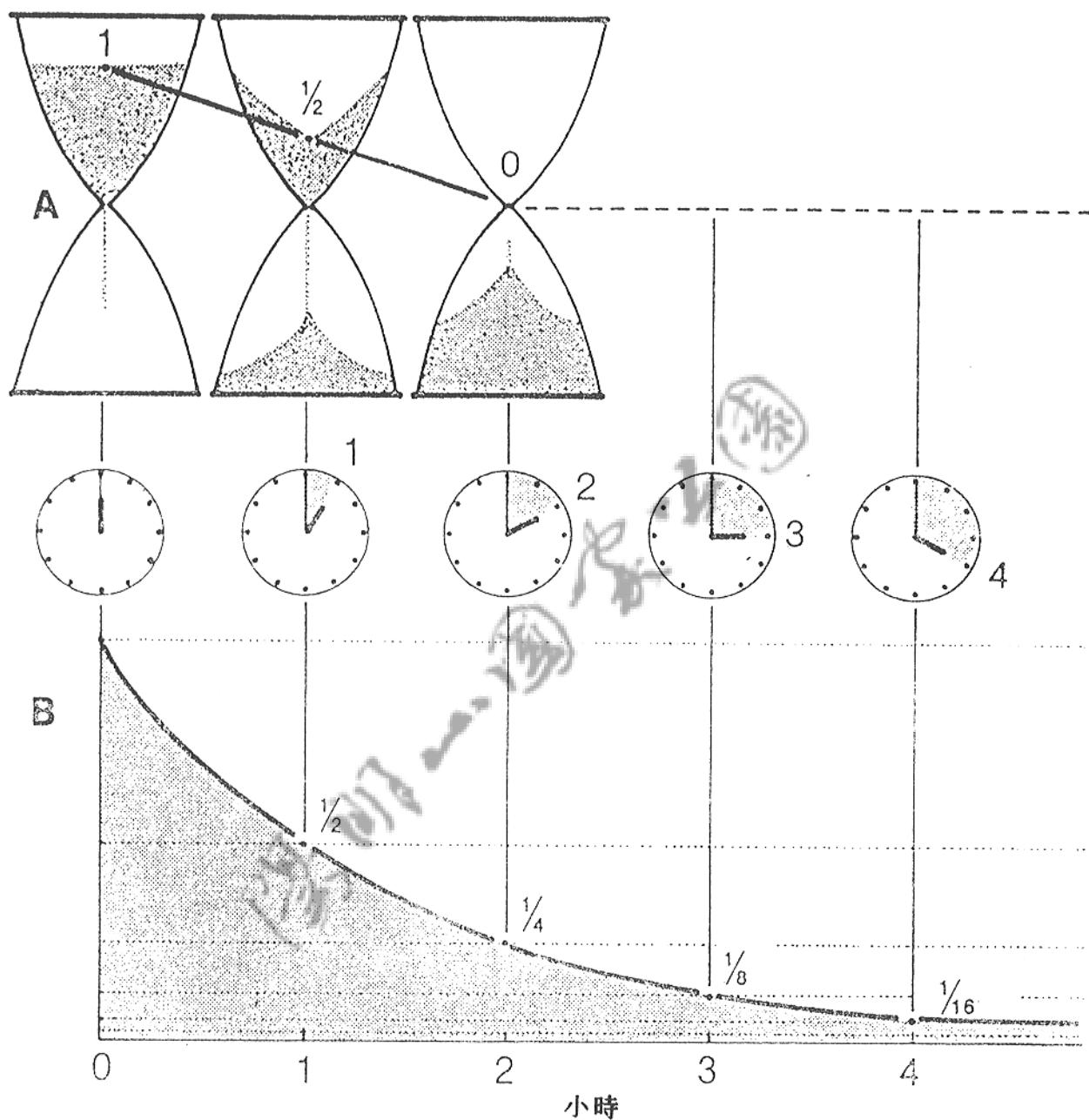
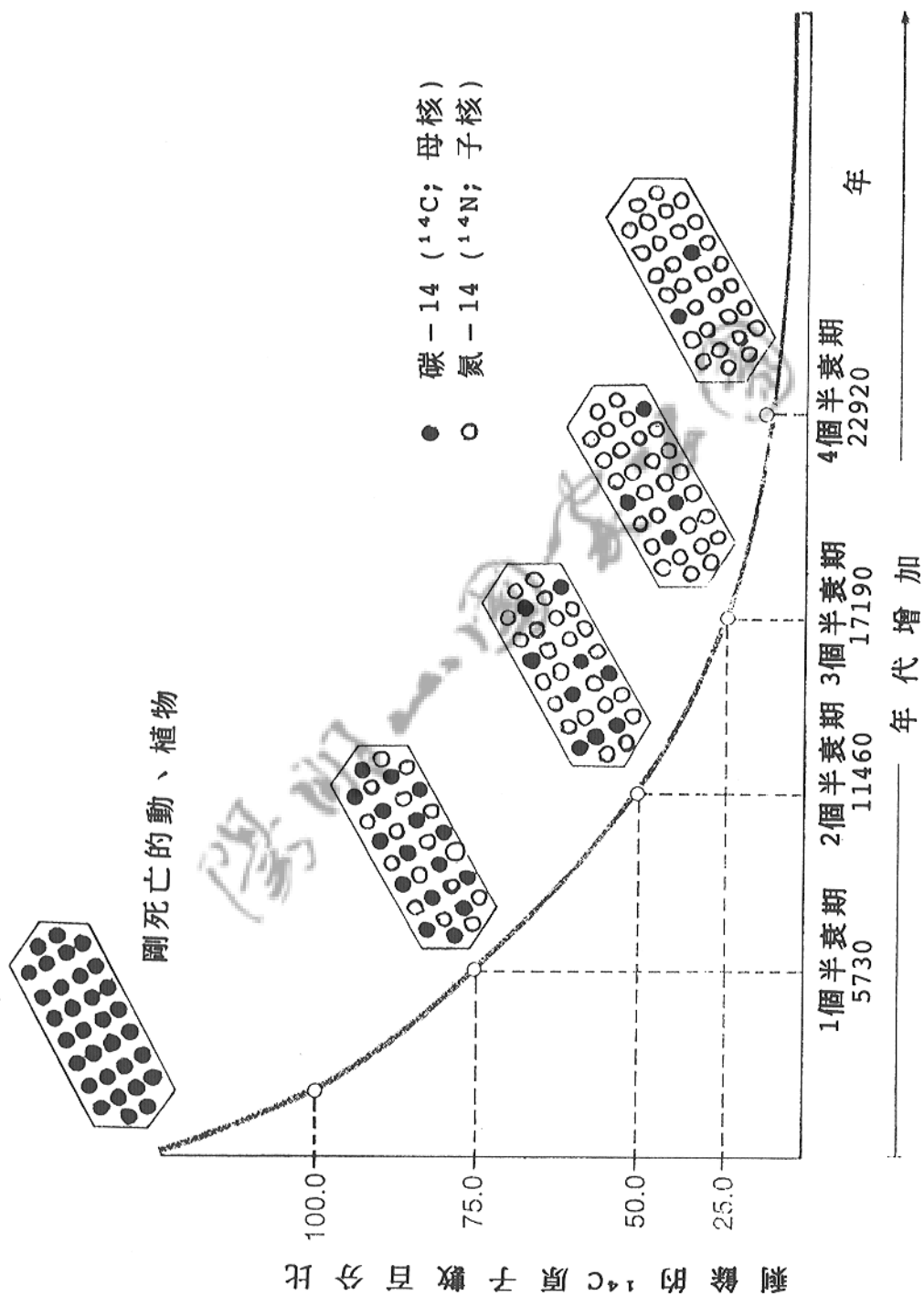


圖1. A、放射性衰變遞減示意圖。

遞減速率可為(A)線性或(B)指數性關係。

(A) 大部份的過程是均一，依直線關係的遞減，類似砂漏；假如一小時漏下一半的砂量，則全部的砂在二小時將全部漏完。

(B) 反之，放射性衰變是依指數關係遞減。若一個小時衰變一半的量，則再經過一小時，剩下的另外一半量的一半（也就是原始含量的四分之一）衰變掉。放射性衰變的速率以「半衰期」表示。「半衰期」也就是剩餘量的一半再減少一半所需要的時間。以此圖之比例而言，半衰期為一小時。



圖一.B、 ^{14}C 衰變示意圖。

三、岩心樣本之碳十四定年

九支岩心樣本經選取最具代表性、且深度最大的第九號岩心，自表層起，約每間隔50公分，切取約10公分長之岩心，供測定其中所含碳物（包括草、梗、根之殘片及孢粉等）之 ^{14}C 年代。

1. 樣本之前處理

- (1). 由於鑽取岩心時，可能因取樣管管壁之摩擦，使岩心之外表層受污染，乃以稍強之水柱將最外層沖洗掉。
- (2). 將剩餘之岩心標本浸泡於 2當量濃度 (2N) 的鹽酸溶液中，以去除碳酸鈣之污染。
- (3). 將酸液倒掉，並重覆以去離子水稀釋清洗數次。
- (4). 加 0.2當量濃度 (0.2N NaOH) 之氫氧化鈉溶液以清洗掉腐植酸。
- (5). 重覆以去離子水清洗上述氫氧化鈉溶液，直到溶液為極淡之茶色或無色為止。
- (6). 以微量之稀酸鹽溶液滴入上述之樣本溶液中；以石蕊試紙測試酸度，直到溶液呈微酸性 (PH 6~7) 為止。並將溶液傾倒，只剩固體狀態之樣本。
- (7). 在烘箱中將樣本烘乾 ($<90^{\circ}\text{C}$)，以備進入製備之苯樣真空系統，將樣本中的碳合成液態苯。

2. 真空系統製苯

- (1). 標本燃燒及二氧化碳純化與收集

標本置入已抽真空的燃燒系統，逐步加熱至攝氏 700度。低溫時（小於攝氏 450度）通入氮氣與氧氣的混合氣體乾餾，以避免標本的太快速燃燒；高溫

時（大於攝氏 450度）通入氧氣使標本中所有碳皆燃燒成二氧化碳。二氧化碳通過乾冰、氯化銀、重鉻酸鈉等除去水、氯氣及二氧化硫而純化，最後收集於儲氣玻璃球。

(2). 碳化鋰合成

儲氣玻璃球中的二氧化碳進入已置有適當量金屬鋰的反應爐，逐步加熱至攝氏 900度，使二氧化碳完全與鋰金屬反應合成碳化鋰。

(3). 水解製成乙炔

待反應爐冷卻至室溫，加入適當量的水，使碳化鋰水解成乙炔 (C_2H_2)，通過乾冰以除卻水份，再進入另一組儲氣玻璃球。

(4). 乙炔合成苯

已純淨的乙炔再進入裝有催化劑的真空玻璃管，三個乙炔分子合成一個苯分子，苯吸附在催化劑中，再加熱使苯揮發而收集之。

3. 液體閃爍計數器

(1). 原理：

為計算年代，必須知道標本的碳十四的含量。碳十四進行貝他 (β) 衰變，放射性強度與其含量恰成正比關係。因此在苯樣中加入少許閃爍劑，再利用光電管接收螢光訊號，即可比較標本與標準樣本之值而計算年代。

(2). 操作：

將真空系統製備好的苯液，抽取 4.5毫升置入小瓶中，記錄實重，再加些許閃爍劑，蓋緊。將小瓶置入計數器，利用個人電腦輸入條件開始計數後，由電腦自動接收資料，建檔存檔。計數結束後，利用套裝軟體，計算年代。

參、結果

一、鑽井取樣

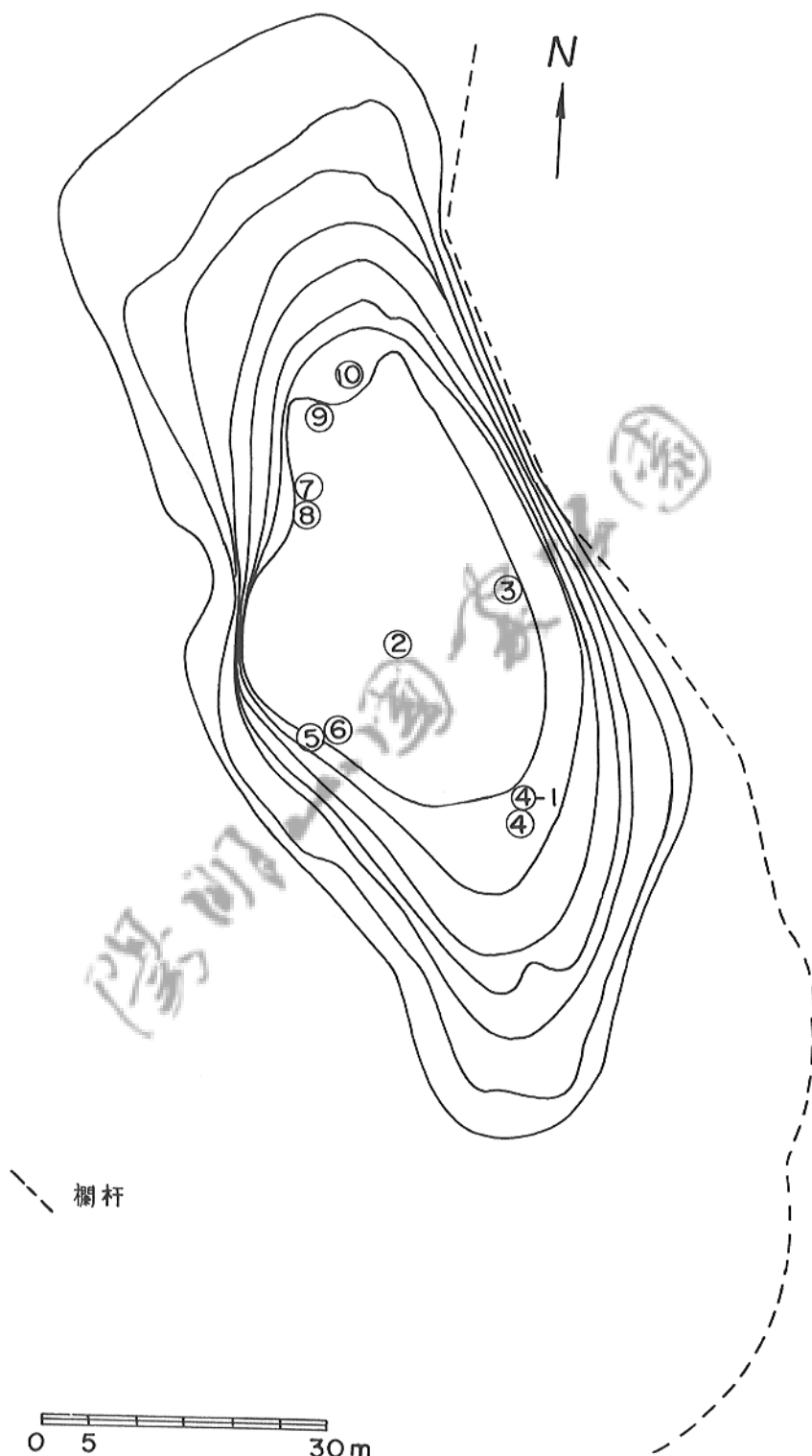
根據黃增泉等（民國七十七年）之調查，夢幻湖水深一般在20~30公分間，在乾季時可呈全湖無水狀態。約達滿水位時之水深，平均約30~40公分。在西側近湖邊中段之位置，水深最大，年平均水深達60公分左右，滿水位時之深度可達1公尺左右。本研究之鑽井位置乃選取湖邊及湖心共計九口（圖二；圖版B）。由於此湖底之沉積物為頗鬆軟且含水飽和之淤泥，乃主要以“薄管”取樣，以減少岩心樣本之擾動，並獲得連續岩心。不過，仍有壓縮而導致長度縮短之現象）。岩心取樣以鑽至湖相泥沙沉積物以下之安山岩基盤為止，以瞭解湖相沉積之最早時代，從而測定夢幻湖及水韭的最早形成年代。

二、岩心描述

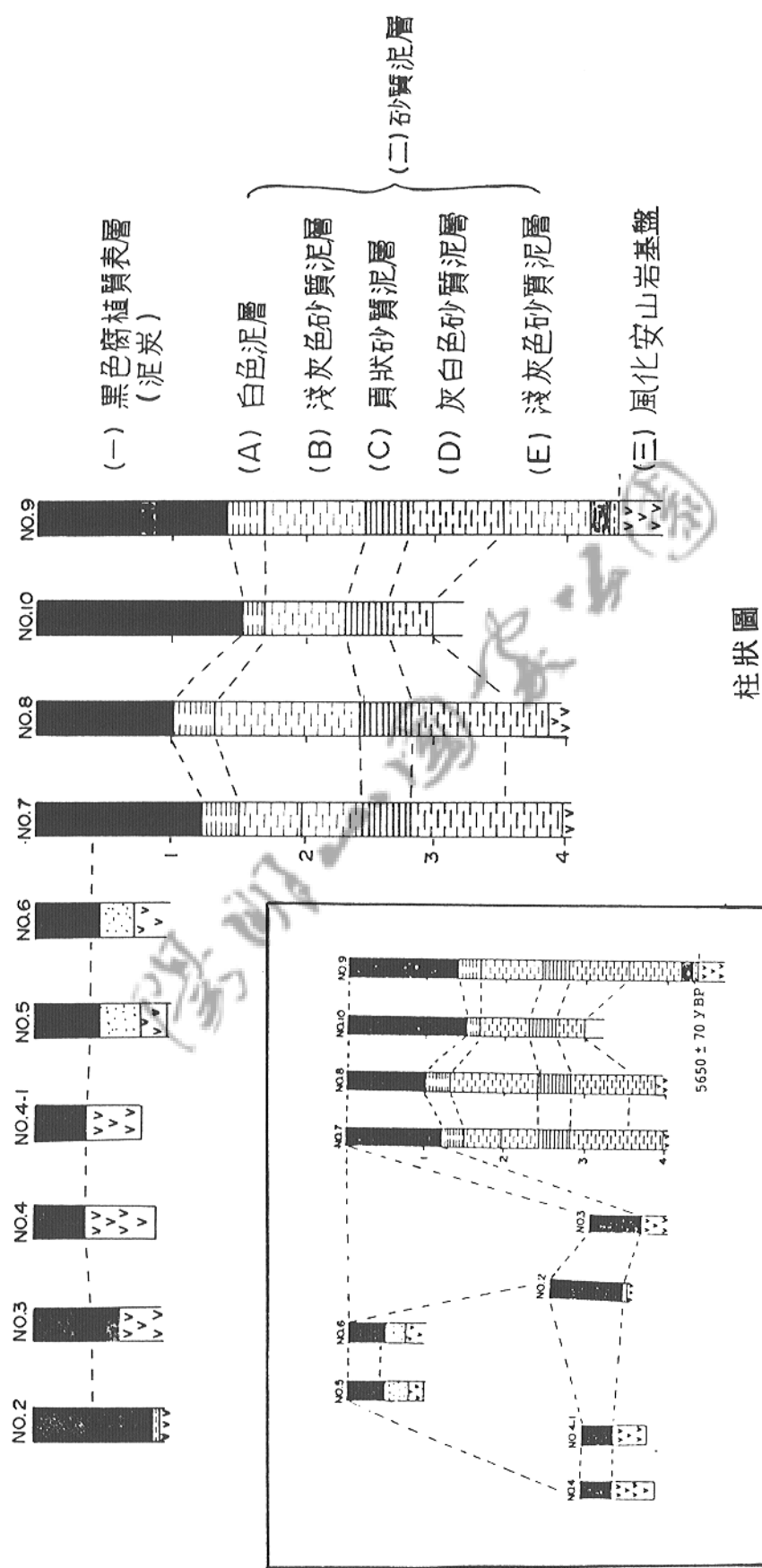
圖三為將鑽井薄管取樣時縮短後之岩心依比例放大至原有實際長度的岩心柱狀圖。圖版C、D、E、F為岩心之照片。顯示夢幻湖沉積層最大厚度不及5公尺，而且以湖心中央偏北處沉積層最厚，南側則不及1公尺即遇風化的安山岩基盤。由第九號鑽井岩心，可將安山岩基盤上的湖相沉積物主要可劃分為上下兩層：上層為深灰至黑色之泥炭層，下層為偶含少量碳片的淡灰至灰白的砂質泥層。

（一）、上層（泥炭層）：（自地表至地下約1.5公尺）：

湖內沉積層的表層顏色均為深灰至黑色，主要由湖中的植物所成的腐植質所構成，最大厚度約1公尺半。近地表處未完全腐化之植物遺體尚明顯可見。由於此層



圖二、夢幻湖鑽井位置圖。



柵狀圖

圖三、岩心柱狀與柵狀圖。

極爲鬆軟，含水量極大，雖以“薄管”取樣仍因輕微之壓縮以及取樣後之乾燥處理而使岩心長度大爲縮短。

(二)、砂質泥層：主要由極細的黏土礦物(高嶺石)及少量砂粒大小的角閃石與斜長石組成，依顏色與組織之不同，可再加以細分爲五層次：

(A)、白色泥層 (約自-1.5 公尺至-1.75公尺)：

厚約25公分。顏色近乎純白，與其上的表層之間有厚約 5公分的淺灰色漸變帶。此白色泥層大致相當於一般在煤層底部的“底黏土層”(under-clay)，乃由於表層的腐植酸下滲，使泥砂沉積物受化學作用蝕變，生成黏土(高嶺石)。

(B)、淺灰色砂質泥層(自-1.75公尺至約-2.5公尺)：

主要亦含細粒之黏土，有少量較粗的斜長石顆粒。由於亦含少量的腐植碳片，而使得顏色較上 (A)層爲暗。

(C)、頁狀砂質泥層 (自-2.5公尺至-3.0公尺)：

組成材料與上 (B)層相似，唯所含砂粒狀斜長石顆粒較多，且層理較明顯。

(D)、灰白色泥層 (自-3.0公尺至-4.0公尺)：

組成材料亦與 (A)層相似，但顏色較淡，層理亦不明顯。

(E)、淺灰色砂質泥岩 (自-4.0公尺至-4.3公尺)：

組成材料與 (A)層相似，於-4.3公尺處含較多碳片而成灰黑色。

(三)、風化的安山岩基盤 (-4.3公尺以下)：

淺黃褐色，再往下很快變爲風化程度較低、外觀清楚的較新鮮的安山岩。

以上所述之顏色，均爲岩心乾燥後之顏色。在潮濕水分多的原來狀態下，外觀顏色較深。

三、岩心之顯微薄片製作與描述

為瞭解岩心的物質組成，製作顯微薄片，在透光之偏光顯微鏡下觀察。其步驟如下：

- (1)、切取一小塊岩心。
- (2)、將小塊岩心以「加拿大膠」浸煮，使膠滲入原來鬆散的岩心樣本內。
- (3)、待冷卻凝固後，切平一面，並以熱熔膠黏貼於顯微玻片上。
- (4)、將另一面研磨至0.03厘米之標準厚度。
- (5)、再以加拿大膠粘貼上蓋玻片，即成顯微薄片。以上述方法，總共製作主要岩心薄片七片，在偏光顯微鏡下觀察，並拍照（圖版H~N）。各薄片顯微描述如下：
 - (一)、黑色腐植質表層：幾乎均為植物碎片，黃棕色。
 - (二A)、白色泥層：為很純的極細粒之黏土礦物（高嶺石）集合體。
 - (二B)、淺灰色砂質泥層：絕大部份亦為黏土礦物，含少量角狀的角閃石與斜長石碎屑及腐植碎片。
 - (二C)、頁狀砂質泥層：有明顯的層理，粗顆粒之薄層含角閃石與斜長石，細粒之薄層含黏土及少量碳屑。
 - (二D)、灰白色泥層：主要為黏土礦物，含少量較粗之斜長石顆粒碎片及碳片。
 - (二E)、淺灰色泥層：與上一層類似，但含較多的砂粒角狀安山岩屑及碳片。
- (三)、風化安山岩基盤：斜長石與角閃石之顆粒外形仍可大致分辨。

四、碳十四年代結果

取自第九號鑽井岩心八個標本的碳十四年代結果列於下表（表四）。

標本號碼	地表下深度 (公尺)	碳十四年代 (距今計年)*	經樹輪校正後之年代 (距今計年)	$\delta^{13}\text{C}(0/00)$ ± 0.1 0/00
NTU-1285	-0.10~-0.20	510 $\pm$ 75	530 $\pm$ 75	-15.83
NTU-1294	-0.27~-0.33	605 $\pm$ 50	640; 600; 560; ± 50	-15.32
NTU-1286	-1.07~-1.17	1250 $\pm$ 50	1180 $\pm$ 50	-15.18
NTU-1293	-2.07~-2.17	3460 $\pm 500^{**}$	3800; 3710; ± 500	-20.39
NTU-1295	-3.07~-3.17	4000 ± 500	4510; 4490; 4450; ± 500	-17.37
NTU-1296	-3.42~-3.52	4270 ± 500	4860 $\pm$ 500	-17.85
NTU-1260	-4.4 ~-4.6	(A) 4900 $\pm$ 70 ***	5650 $\pm$ 70	-19.59
NTU-1261	-4.4 ~-4.6	(H) 4400 ± 100	4980 $\pm$ 100	-19.20

註：* 碳十四年代以西元1950年為"今"

** 標準偏差較大，因所含碳樣極少

*** (A) 洗除腐植酸後之殘餘固體碳樣

(H) 標本中洗滌出來的腐植酸

肆、討論

由表四可確知，夢幻湖形成於距今約5600年前，而由孢粉分析（黃增泉等，民國七十七年）（圖四）可知，水韭於地下4.0公尺左右，已開始存在。而本研究顯示，夢幻湖底之安山岩基盤約於地下4.3公尺出現故水韭在夢幻湖形成後不久即已出現，而其年代約為5000年前。

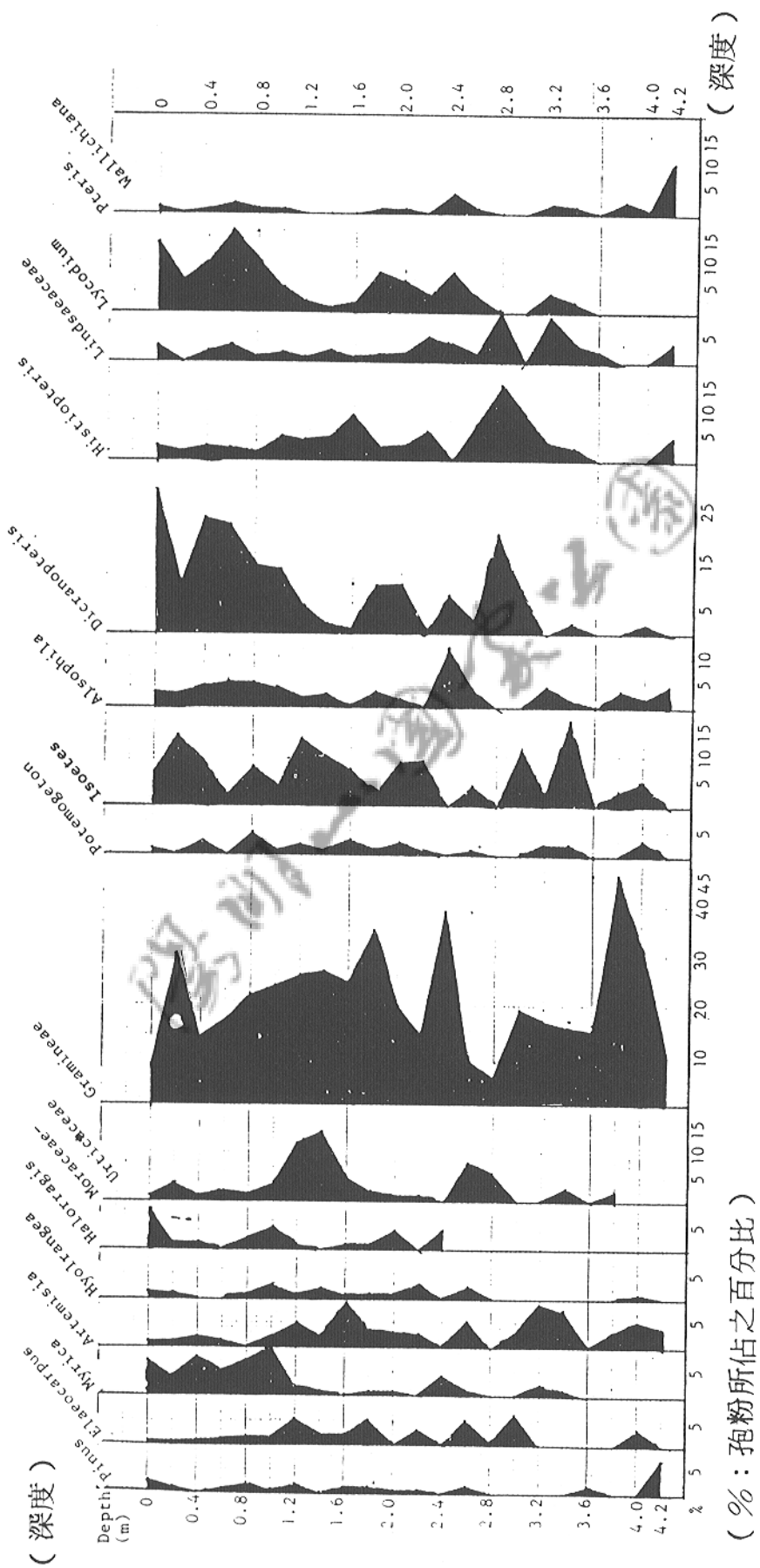
由這些年代結果，可以解答及推測下列有關夢幻湖與水韭的問題。

一、夢幻湖形成的可能成因：

因七星山的火山噴發年代至少為40萬年前(Liu et al., 1986; 莊, 1984; 王, 1989)，遠老於夢幻湖的形成年代，故夢幻湖應非以前所認為的火山口湖，亦非直接由火山活動岩漿或火山碎屑岩堵塞而成的火山堰塞湖。反之，最可能是由原有的一大約呈南北延長的狹長山谷，北端或南端因邊坡崩塌堵塞而成窪地、蓄水而成。由於該山崩發生之年代已久，山崩地形早已破壞無遺，故由野外詳細勘查與鑽探資料亦無法確定是北端或南端被堰塞。不過，以南端地形較低、以及黃增泉等（民國七十七年）之研究報告所載：「....湖水滲入....匯集於夢幻湖東南方之岩穴中再流出。其孔洞大小約30公分寬，5公分高，流速估計約每小時流失1噸湖水左右」，這兩項資料判斷，以南端被堰塞而蓄水的可能性較高（圖版0）。

二、夢幻湖沉積物種類之演變：

泥炭之形成乃由於大量的葉、莖、樹根等植物遺體堆積於水底下或地下水水面經常高出或接近地表的湖沼環境下，在氧氣缺乏的狀態下，這些碳質物得以不被氧化而保存下來。



圖四、夢幻湖湖區之孢粉圖譜 (採自黃增泉等, 1988)。

一般而言，當一湖泊（或天然窪池）的礦物質營養鹽含量低而有機物少時，沉積物以外來物質為主。若此外來沉積物的有機物含量很低，則所沉積者為沙、沉泥與黏土，且愈細者沉積於水愈逐漸加深處。隨著時間，湖泊逐漸淤積，植被由湖泊邊緣地帶往湖心擴展，開闊的水域逐漸減小。湖泊由開闊水域變成泥沼或沼澤，沉積物的特性也逐漸由泥(mud)變成泥炭(peat)。

由鑽井資料顯示，夢幻湖的沉積物約以地表下 1.5公尺為界，上下有很大的差別，深於 1.5公尺者為含黏土的淡色泥層(下層)，淺於 1.5公尺者為灰黑色的泥炭層(上層)。此一沉積物特性的大改變，正符合上述湖泊沉積物演變的一般歷史。

三、附近其他窪地

夢幻湖南方與東南方附近尚有數個窪地(圖五)。這些窪地，幾無湖相的碎屑或泥質沉積物。以往認為冷水坑是乾涸的堰塞湖，甚至認為此窪地北側有一「爆裂小火口」(圖版P)、「是七星山區形態保存較完整的爆裂火口」(鄧國雄，民國七十七年)。可是經實地調查，此窪地內的堆積物幾乎都是體積相當大的火山角礫碎屑岩，並未發現泥質或砂質的湖相沉積物，故亦無法獲取碳樣以供定年。而冷水坑為堰塞「湖」之說法似亦值得懷疑。冷水坑窪地北側的所謂「爆裂小火口」，原為採硫或溫泉而以人工挖掘者。

四、夢幻湖的淤積速率

由夢幻湖內沉積物之厚度(4.5公尺)及年代(5600年)，可以計算出平均淤積速率，即 $(4500\text{公厘} / 5600\text{年}) \approx 0.8\text{公厘} / \text{年}$ 。相對於台灣沿海及水庫的沉積速率($> 5\text{公厘} / \text{年}$)而言，夢幻湖的沉積速率小了許多。此與夢幻湖的集水區很



圖五、夢幻湖附近的窪地位置圖(採自鄧國雄, 1988)。

小，且為中等耐風化的安山岩有關。但因七星山坡度大，沖蝕作用仍相當可觀。以此淤積速率，則夢幻湖所剩約 1.5 公尺左右的淤積空間，若湖區四周的沖蝕速率未因人為或自然因素而改變，且湖內的植物生態無重大改變，則夢幻湖約尚有 1500 年左右的壽命。

陽明山國家公園

伍、結論

- 一、七星山夢幻湖的形成年代約為距今5600年前，而湖中的台灣水韭亦約於距今5000年前就已出現。
- 二、夢幻湖應非火山堰塞湖或火山口湖。最可能的成因是由於原有之一狹谷因邊坡崩滑於現今夢幻湖南端堰塞而成窪地，並蓄水成小湖。
- 三、夢幻湖內的沉積物，以湖區地表面下約 1.5公尺為界劃分為上下二層：上層為灰黑色的泥炭，下層為主要由高嶺石組成的淺灰至白色泥。夢幻湖已處於湖泊演化階段後期的沼澤、泥炭沉積時期。
- 四、若未來維持夢幻湖形成至今的平均淤積速率（約 1公厘／年），則沉積底泥高過圍繞湖區的土堤最低處（在湖區之南方，約有 1.5公尺）的時間，約在1500年後，亦即夢幻湖的壽命約還有1500年，但台灣水韭壽命則將遠少於1500年。
- 五、七星山東南附近的數個小窪地，包括冷水坑，並無湖相的泥質沉積物，無法獲得碳樣以供碳十四定年。

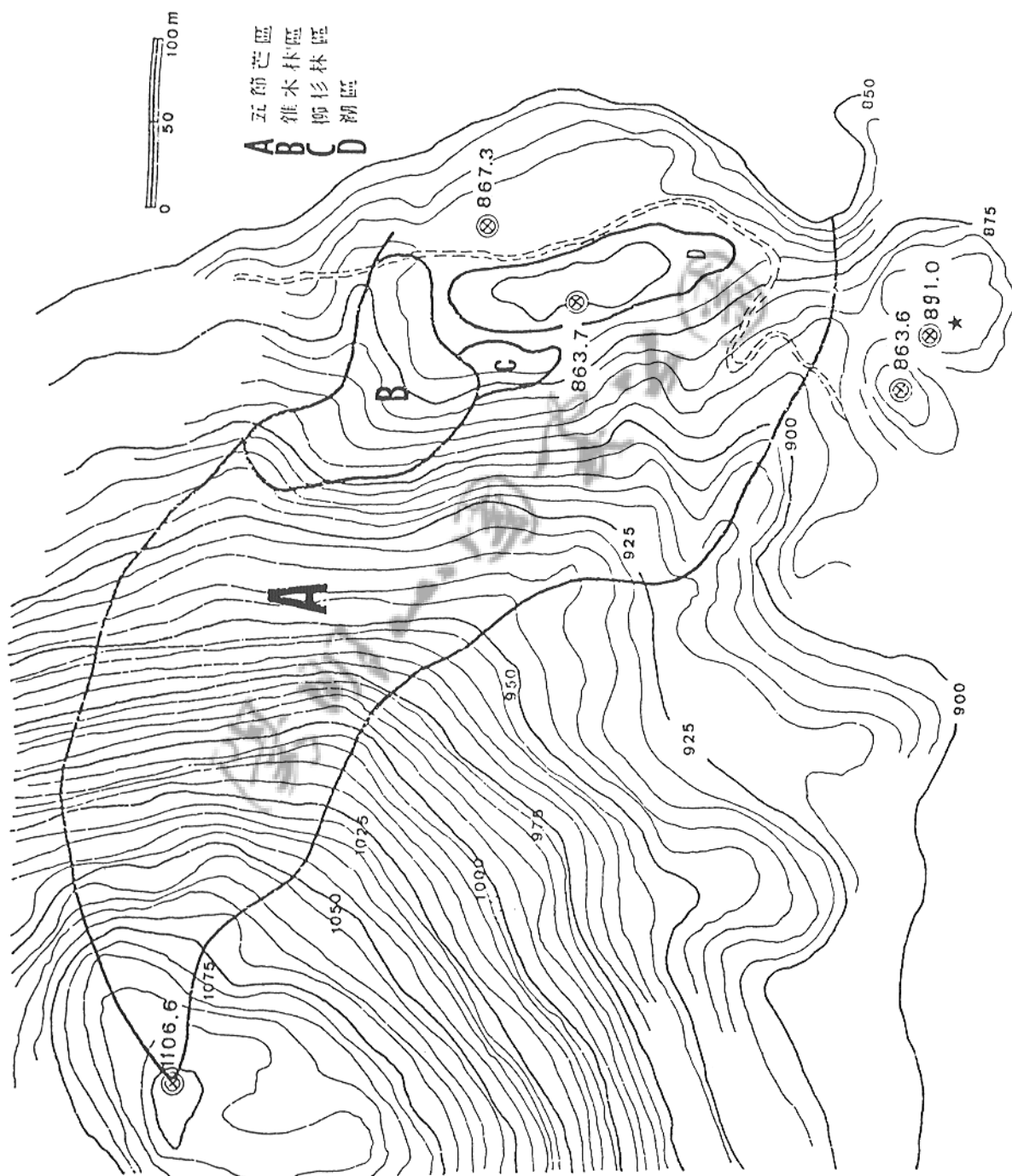
陸、建議

依黃增泉等（民國七十七年）之研究，自然環境及人工栽種研究顯示，台灣水韭對不同環境中光線和溫度之要求並不嚴格。但在台灣地區，至今仍只在夢幻湖中能棲生，其原因可能是該湖的酸性土壤及水位的定期顯著變化抑制了一些全水生及全陸生植物的生長，導致台灣水韭成為優勢種。另一方面，據同一研究報告所述，台灣水韭生長的地區，常有針蘭、水毛花、荸薺、稗草等水生植物入侵，且此等植物之生長速度比水韭快。因此夢幻湖區在現有情況下，有兩大威脅台灣水韭生存的因素：（1）湖淤積造成挺水植物入侵，加速生態系的演進，佔去台灣水韭的生存空間。（2）乾期太長，湖乾枯，面臨七星山穀精草的競爭，使台灣水韭失去合適的生育環境。為了保護水韭的生存，在夢幻湖生態保護區的經營管理上，建議以下數項：

1. 減少邊坡沖蝕而導致的湖內淤積：

夢幻湖之自然淤積速率並不算太快，但若人為因素如築路棄土及人為火災而使邊坡裸露，則沖蝕速率將大增。如今圍繞夢幻湖東側及南側的道路已加鋪混凝土路面，對於減少此二側的邊坡沖蝕，有很大的助益。唯須再檢查，路面是否向遠離湖區外側方向傾斜，以及定期檢查或由駐夢幻湖的巡查或解說員隨時注意路邊溝排水是否受泥沙或落石堵塞而使邊溝集水流入湖區，沖刷邊坡。尤其由湖區往教育電台的上坡路段（圖六），路邊溝排水，應排向外側。今後，凡在夢幻湖集水區內均應避免人為之邊坡破壞。

另一方面，由現今之湖區形狀及大雨後沖積物流進湖區的位置觀之，芒草枯梗與泥土淤積物主要的來源位於進入湖



圖六、夢幻湖集水區道路及植被分佈圖 (採自鄭先佑, 1987)。

區的二個小凹谷（如圖版G所示）。

若能於北側的湖區的稍上方處小溪溝構築隱匿、不影響觀瞻的小型攔網，將大部份的芒梗攔阻而使之於進入湖區前自然腐化，對減少淤積將有助益。小型攔網可以用預鑄小水泥樁（如現今湖邊道路鐵絲網所用者），加掛一般製作蛇籠用的鐵絲或塑膠網而成。

如今西北方的集水區中、下游已成為闊葉林與柳杉林區（圖版G）。而西南方的集水區，亦已栽植柳杉苗，將逐漸成林，取代現今原有的芒草原。一般而言，森林區較草地區土壤沖蝕量小。但就本區的坡度及氣候狀況（夏季常有颱風、暴雨）而言，森林區的地面可能反易受雨水的沖刷。柳杉林與芒草區的土壤沖蝕量，何者較低，仍值得進一步研究。

2. 保持一水深較大之處，做為台灣水韭的底護所：

由於隨著湖區淤積，台灣水韭的生存空間將逐漸縮小。佔據湖區大部份而與水韭混生的穀精草，須湖水水位降低才能完成傳宗接代；反之，台灣水韭浸於水中亦能產生孢子囊，完成其生活史。湖乾枯使土壤變硬則不適於台灣水韭生長。也就是說，台灣水韭比七星山穀精草更能適應水中的環境。

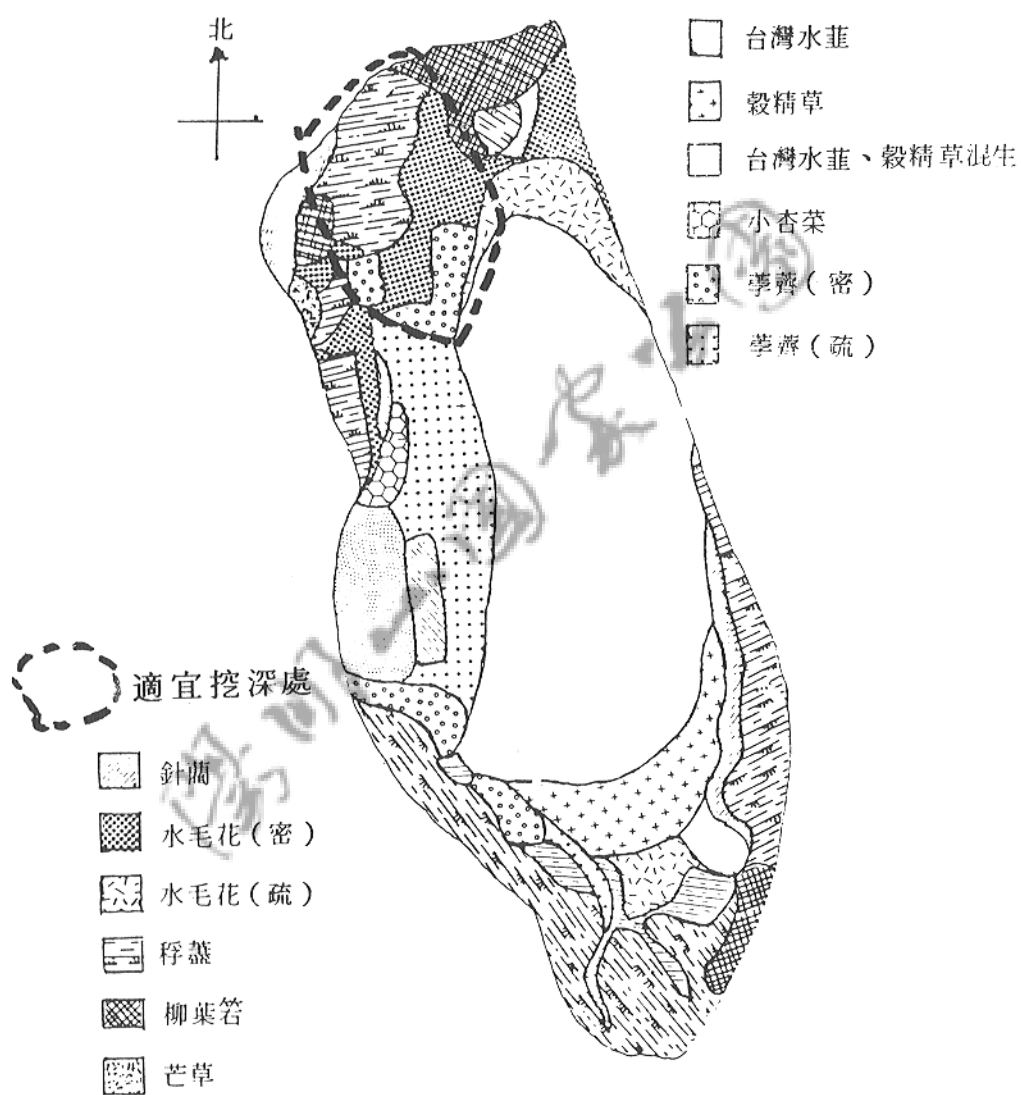
以前教育電台為抽取湖水，在湖區西側將湖挖深的部份（現今湖之最深處），如今長滿台灣水韭，而無七星山穀精草生長。此無意中的「實驗」，或許提供吾人一個寶貴的啓示：即可經由人工之局部挖深（約 60~80 公分深，數十平方公尺面積），幫助水韭與穀精草的生存空間競爭，提供台灣水韭的「最後底護所」。將來若現在之湖西側中央、前述教育電台所挖的最深處淤滿時，似宜另闢一類似之深水處。但較適宜之處為北側山凹進水處，即現今之葶薺與水毛花密生

圖 目 次

圖一.A、放射性衰變遞減性示意圖	11
圖一.B、 ^{14}C 衰變示意圖	12
圖二、夢幻湖鑽井位置圖	16
圖三、岩心柱狀與柵狀圖	17
圖四、夢幻湖湖區之孢粉圖譜(採自黃增泉等, 1988) .	22
圖五、夢幻湖附近的窪地位置圖	24
圖六、夢幻湖集水區道路及植被分佈圖(採自鄭先佑, 1987)	28
圖七、適宜挖深之處	31

處（圖七）。因現今之湖西側最深處之西側山坡已較陡，不宜再挖深，以免邊坡崩塌。反之，北邊的進水淤積處，如局部稍以人工挖深（約比湖區平均深約60公分），不僅提供台灣水韭的生存空間，亦可因疏濬而減低北側山凹進水所造成的湖區淤積速率，可謂一舉兩得。





圖七、適宜挖深之處。

謝 辭

本研究承陽明山國家公園管理處劉慶男處長支持，並蒙保育課楊金臻及李瑞宗兩位先生之野外調查協助與行政上的支援。在期中、期末報告檢討會上，保育課、解說課與觀光課等單位的多位先生與小姐提供寶貴意見。康素貞與周春燕二位協助碳十四年代測定。謝雪莉協助打字、繪圖、校閱文稿，使報告得以順利完成。一併誠致謝意。

參考文獻

(一) 中文部份：

王文祥 (1989) 台灣北部大屯火山群之火山地質及核分裂飛跡定年研究，國立台灣大學地質學研究所碩士論文。

黃淑芳 (1982) 台灣水韭的孢子生成及配子生成，台灣大學植物所碩士論文。

黃淑芳 (1987) 台灣水韭的胚胎發育，台灣大學植物所博士論文。

黃增泉等 (1983) 陽明山國家公園植物生態景觀資源，內政部營建署陽明山國家公園管理處。

黃增泉等 (1988) 夢幻湖植物生態系之調查研究，內政部營建署陽明山國家公園管理處。

張惠珠和徐國士 (1977) 鴨池中的台灣水韭及其伴生植物，中華林學季刊 (2)，138-141。

楊冠政和張永達 (1987) 台灣水韭之生理研究，台灣師範大學生物所碩士論文。

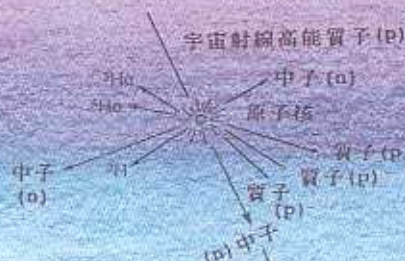
鄭先佑和劉炯錫 (1987) 陽明山國家公園夢幻湖生態保護區生態系之研究，內政部營建署陽明山國家公園管理處。

鄧國雄 (1988) 陽明山國家公園之地形研究，內政部營建署陽明山國家公園管理處。

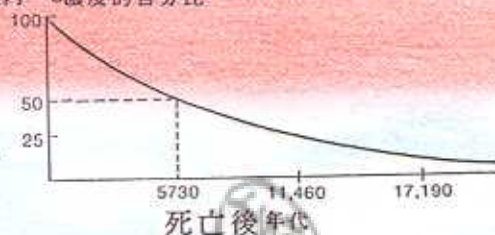
(二) 英文部份：

- Demon, P. E., Lerman, J. C. and Long, A. (1978) Temporal fluctuations of atmospheric ^{14}C : Causal Factors and Implications, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 6, 457-494.
- DeVol, C.E. (1972) Isoetes found on Taiwan, *Taiwania* 17, 1-7.
- Huang, S. F and Chiang S.H.T. (1983) Spororogenesis in Isoetes taiwanensis, *Taiwania* 28, 68-88.
- Huang, S. F and Chiang S.H.T. (1986) The development of the female gametophyte in Isoetes taiwanensis, *Taiwania* 31, 15-32.
- Juang, W. S. and Bellon (1984) The potassium - argon dating of andesites from Taiwan, *Proceeding of the Geological Society of China*, no.27, 86-100.
- Libby, W. F. (1955) *Radiocarbon Dating*, Chicago Uni. Press, 175 pp. 2nd ed.
- Liu T. K., Chen, Cheng-Hong and Jiang, S. H. (1986) Fission - track study of igneous rocks from northern Taiwan, A report to NSC (NSC72 - 0202-M002-03).

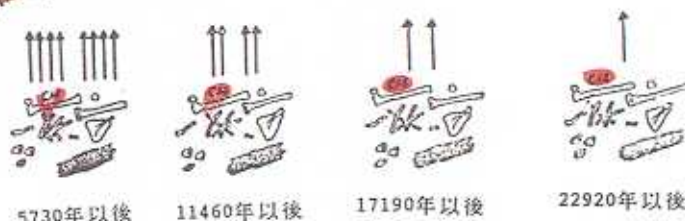
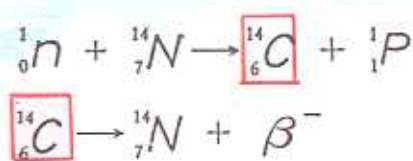
碳十四的形成與分佈



樣本碳內的 ^{14}C 濃度相對於
現代碳內 ^{14}C 濃度的百分比



氧 (O_2)

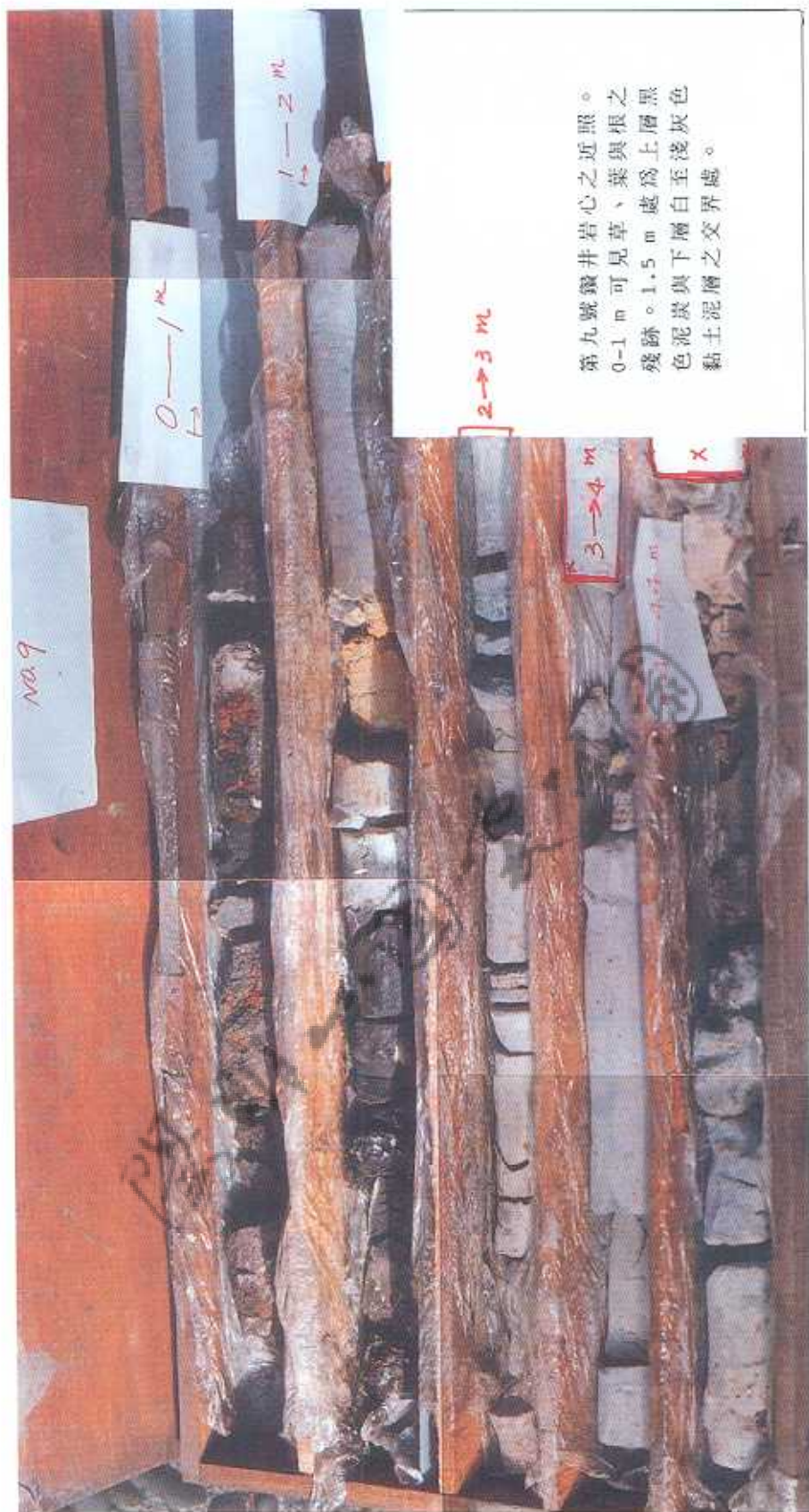


本研究之鑽井取樣情形。



本研究之鑽井位置編號。





第九號鑽井岩心之近照。
0-1 m 可見草、葉與根之
殘跡。1.5 m 處為上層黑
色泥炭與下層白至淺灰色
粘土泥層之交界處。

第九號鑽井岩心乾燥後，表面因氧化而呈黃褐色；缺損之部份爲切取供碳十四定年者。



第九號鑽井岩心乾燥後，將氧化之表面刮除而顯出本色。
-1.5公尺爲泥炭與高嶺石泥層之界限。



第八號鑽井岩心。已將氧化表皮刮除而顯出本色。



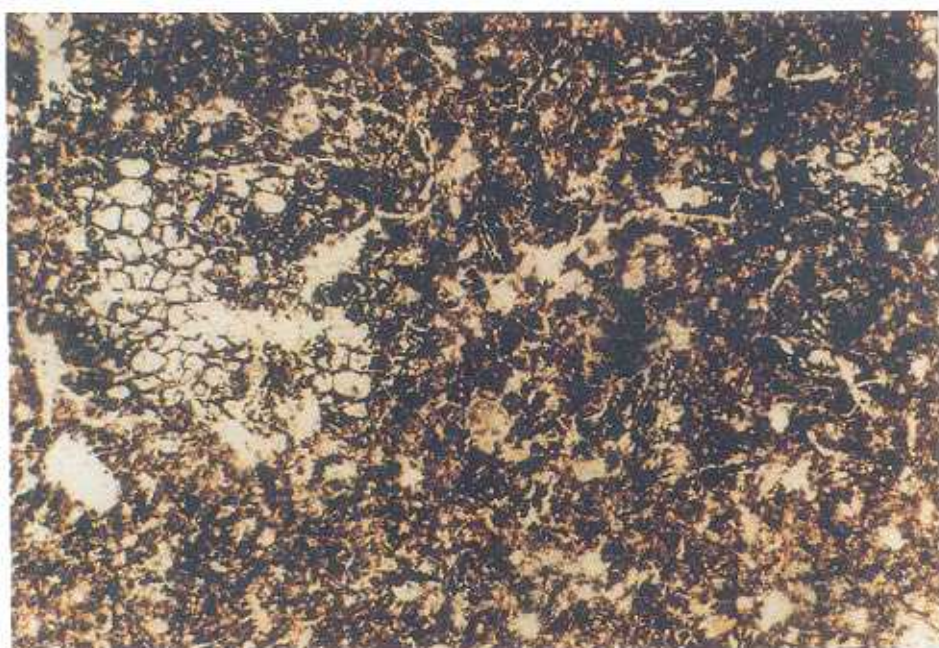
第十號鑽井岩心。





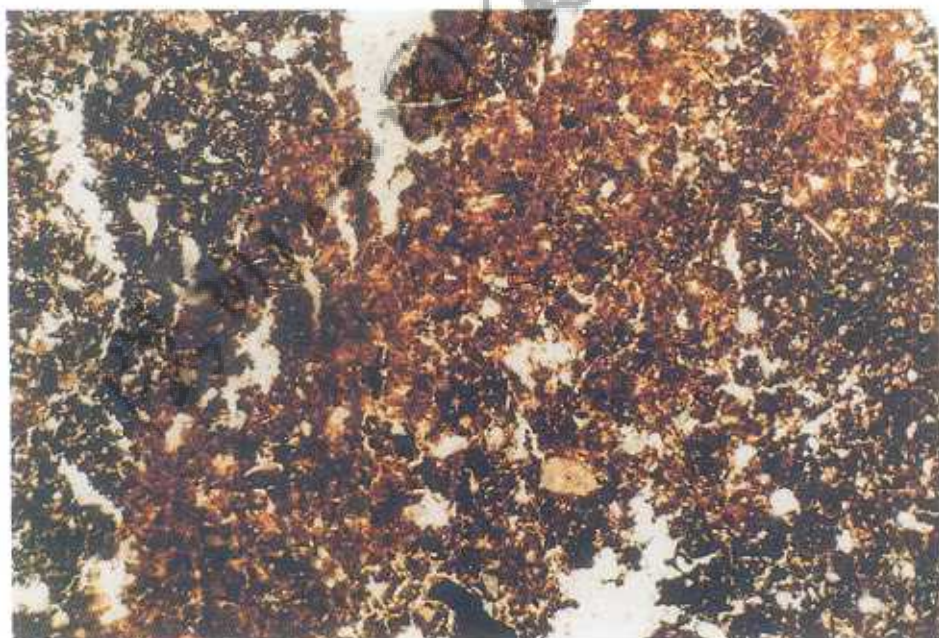
星夢幻湖東側的小丘眺望夢幻湖與七星山。西北方小田谷中
下段已是森林相，取代原有之芒草相。西南方小田谷主要的
為芒草相，但柳杉苗已逐漸長成，將逐漸取代芒草。

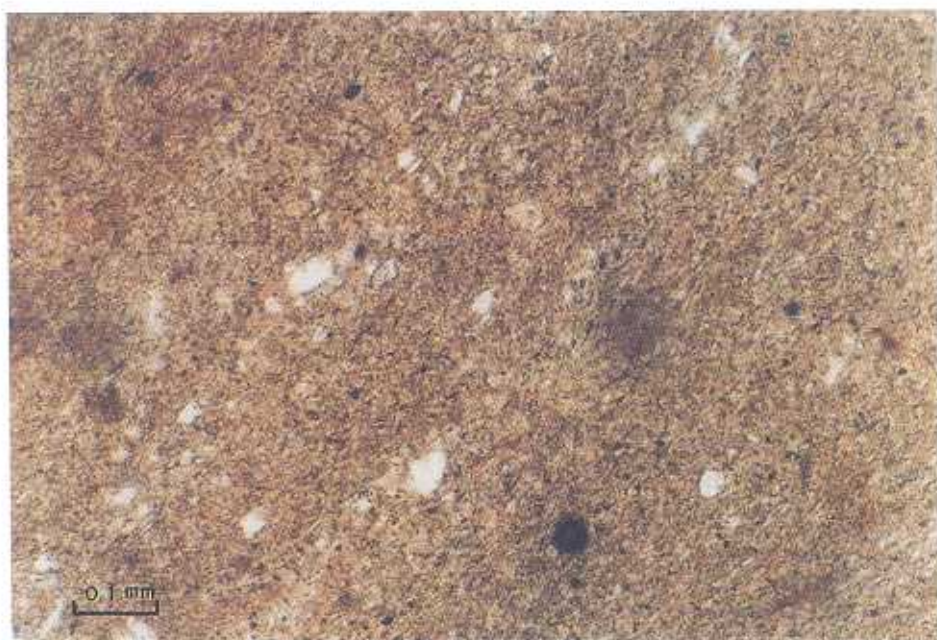




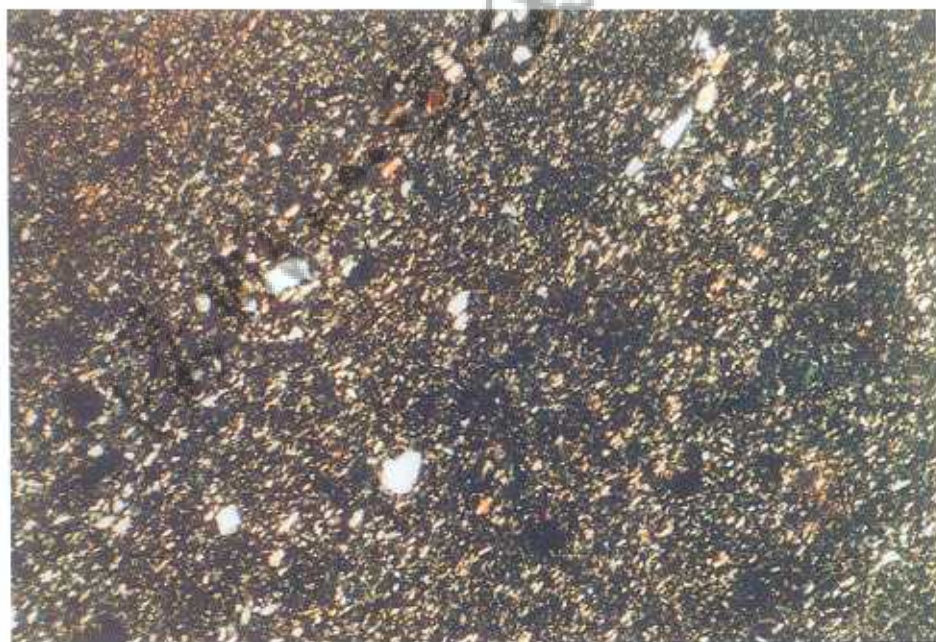
0.1 mm

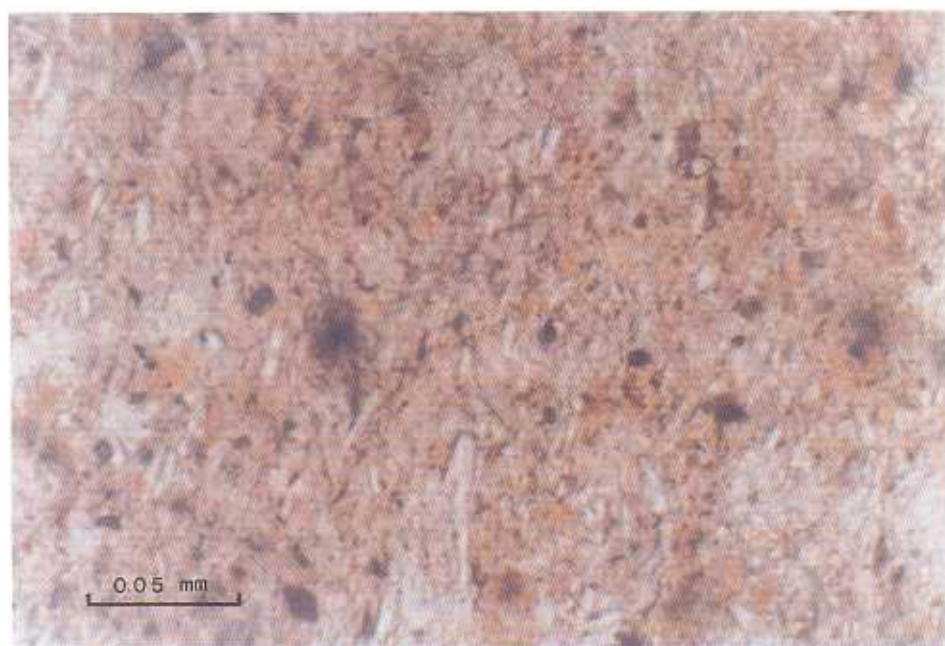
上下兩圖。九號岩心地表至-1.5公尺 (一) 黑色腐植質表層 (泥炭) 的透光薄片顯微照像。植物的葉、梗與種子殘片呈褐色或不透光的黑色。



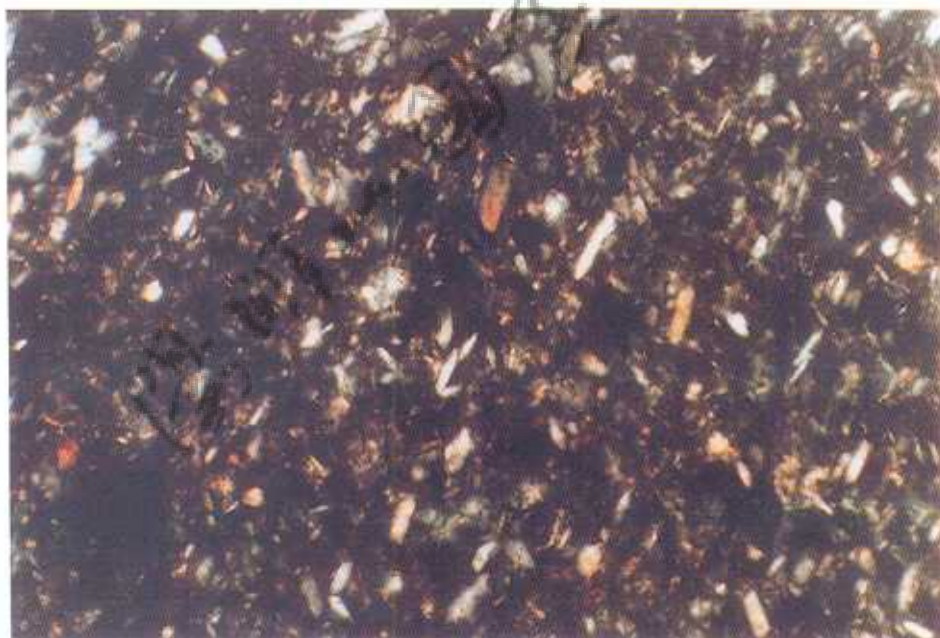


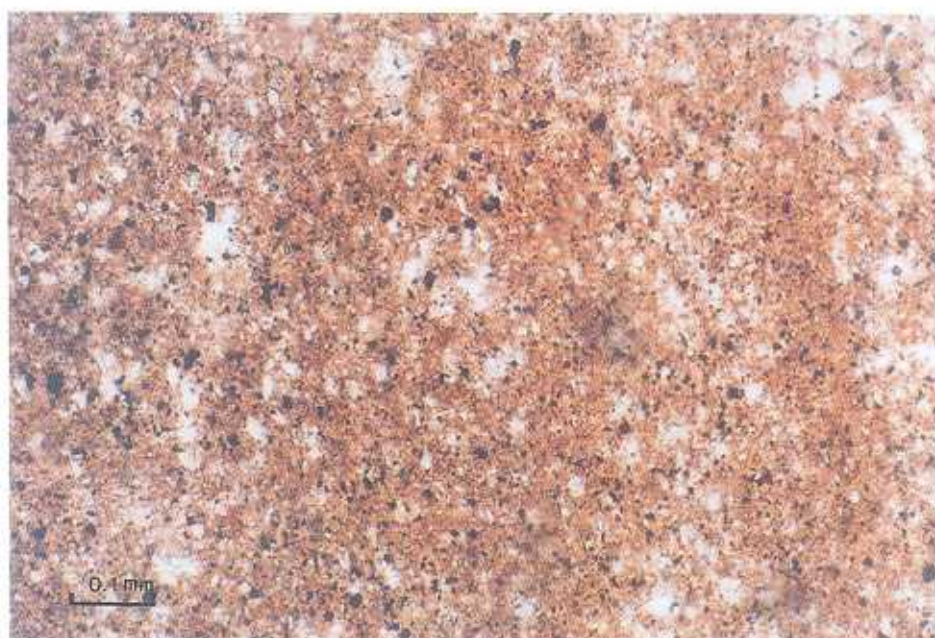
九號岩心-1.5至-1.75公尺處的 (A)白色泥層透光薄片顯微照像。上圖為平面偏光照像；下圖為與之對應的直交偏光照像，顯示干涉色。約呈右上-左下之方向平行線狀排列的高嶺石顆粒清晰可見。含少數黑色炭片。





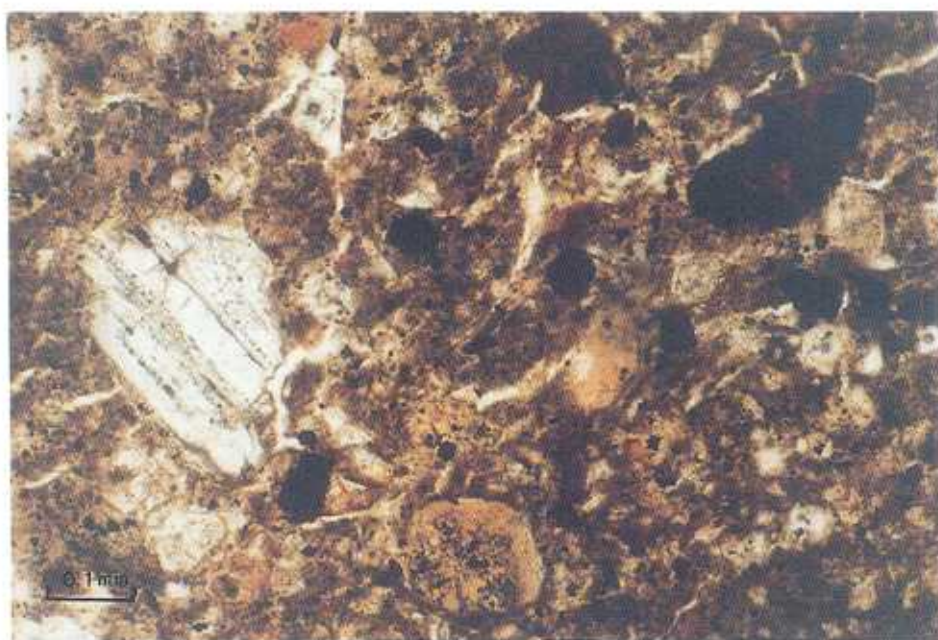
與前頁照片同為九號岩心-1.5至-1.75公尺處的 (A) 白色泥層透光薄片顯微照像，但放大倍率較大。長條狀高嶺石顆粒更清楚。上圖為平面偏光，下圖為對應之直交偏光照像。



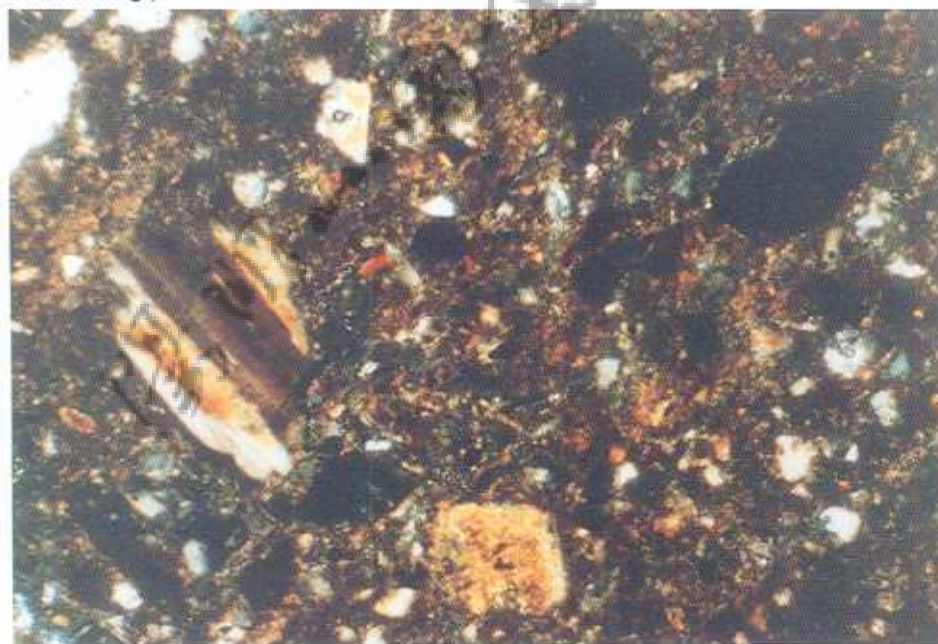


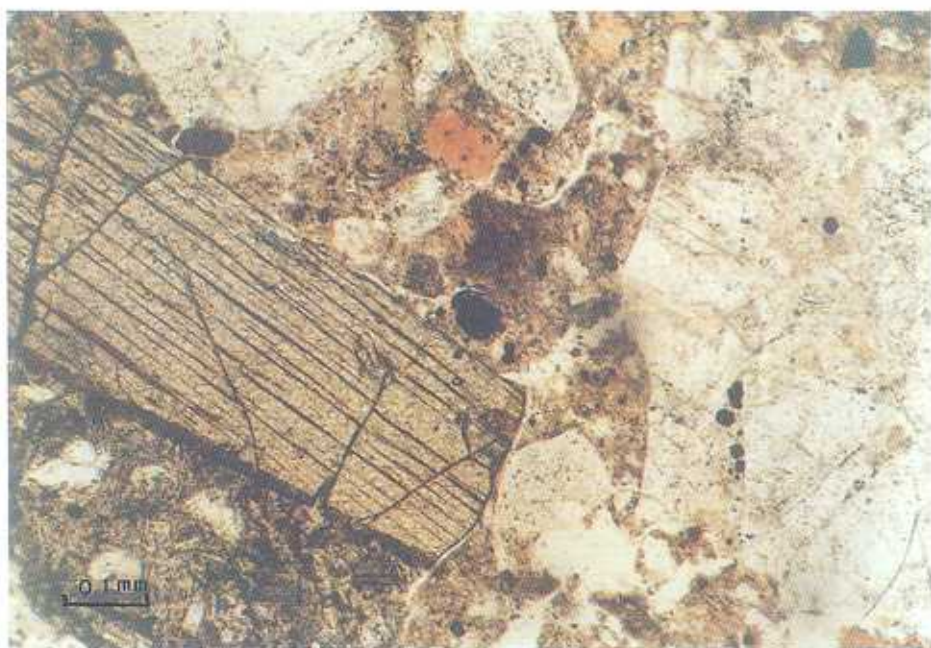
九號岩心-2.5至-3.0公尺 (C) 頁狀砂質泥之透光薄片顯微照像。比第 (A) 層 (-1.5至-1.75) 公尺含較多的炭片及腐植物質而呈淺灰色。上圖為平面偏光；下圖為與之對應的直交偏光照像。



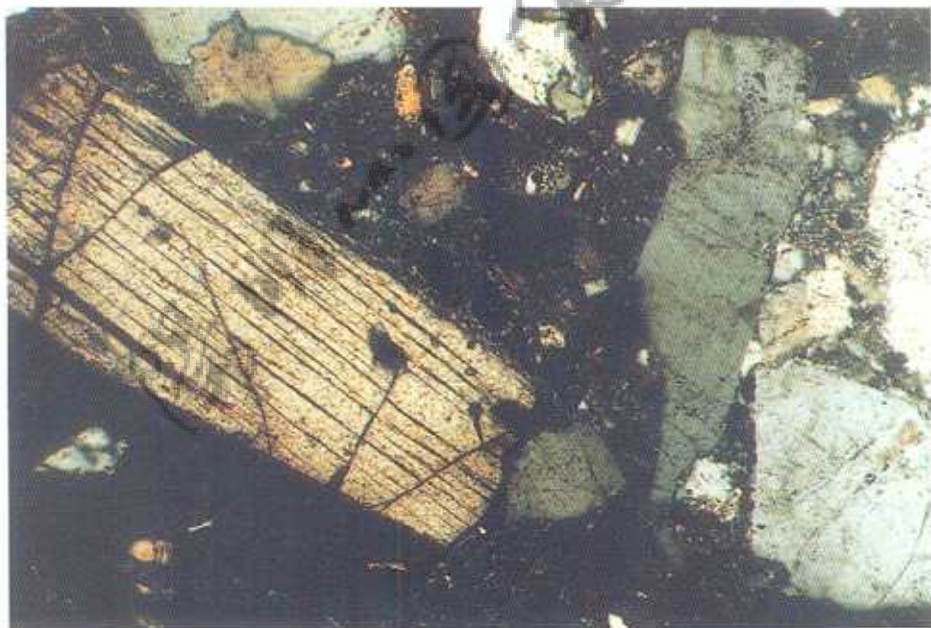


九號岩心-3.0至-4.0公尺 (D) 灰白色砂質泥之透光薄片顯微照像。左邊較粗之顆粒為斜長石，右上角周圍呈黑色而中心呈棕色的顆粒為角閃石。上圖為平面偏光照像，黑色不透光者為碳片，稍呈棕色者為黏土及腐植質；下圖為與上圖對應的直交偏光照像，斜長石顯示多片雙晶 (polysynthetic twinning)。



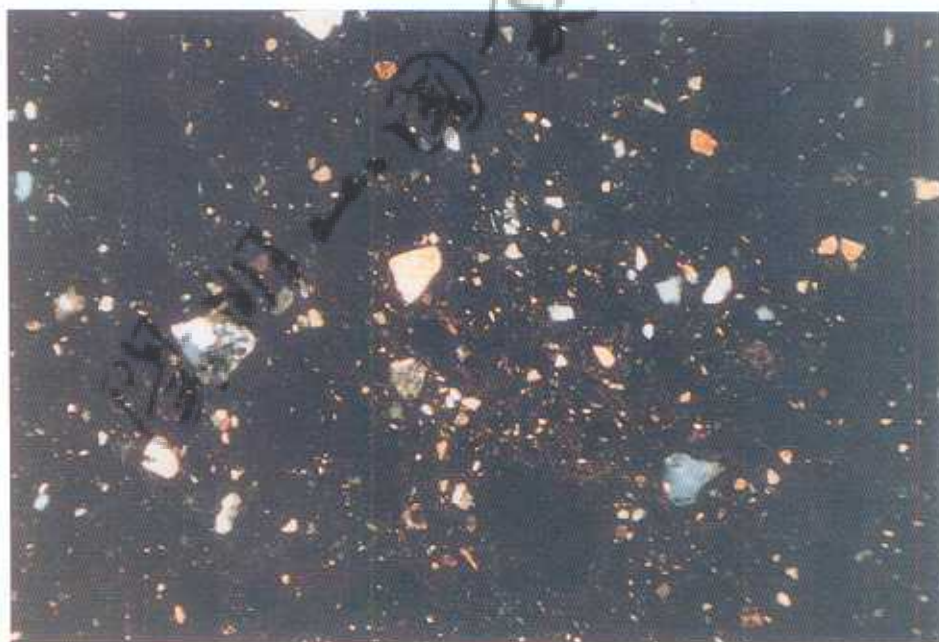


九號岩心 -4.0 至 -4.3 公尺 (E) 淺灰色砂質泥之透光薄片顯微照像。稜角狀的紫蘇輝石 (位於左邊解理發達、起伏 (relief) 高、干涉色下圖為淺黃色者)。與長石 (照片右半部, 起伏低 (上圖), 干涉色為淺灰至白色者)。除這些粗顆粒外, 其餘為高嶺石黏土礦物。





九號岩心-4.3公尺左右 (三) 風化安山岩基盤之透光薄片顯微照像。較粗稜角狀者為長石顆粒，極細粒、呈混濁狀者為黏土礦物。

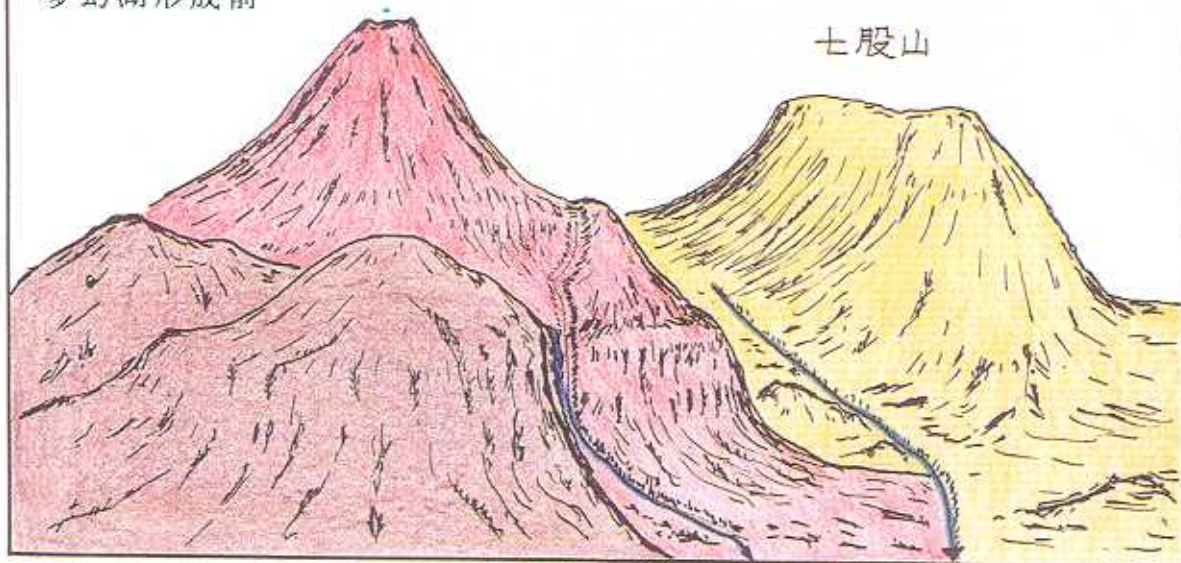


A.

夢幻湖形成前

七星山

七股山



夢幻湖可能成因示意圖。上圖為夢幻湖形成前，為小溪流上游峽長而稍深的山谷。其後於距今約5600年前，發生山崩而堵塞峽谷蓄水而成夢幻湖(下圖)。

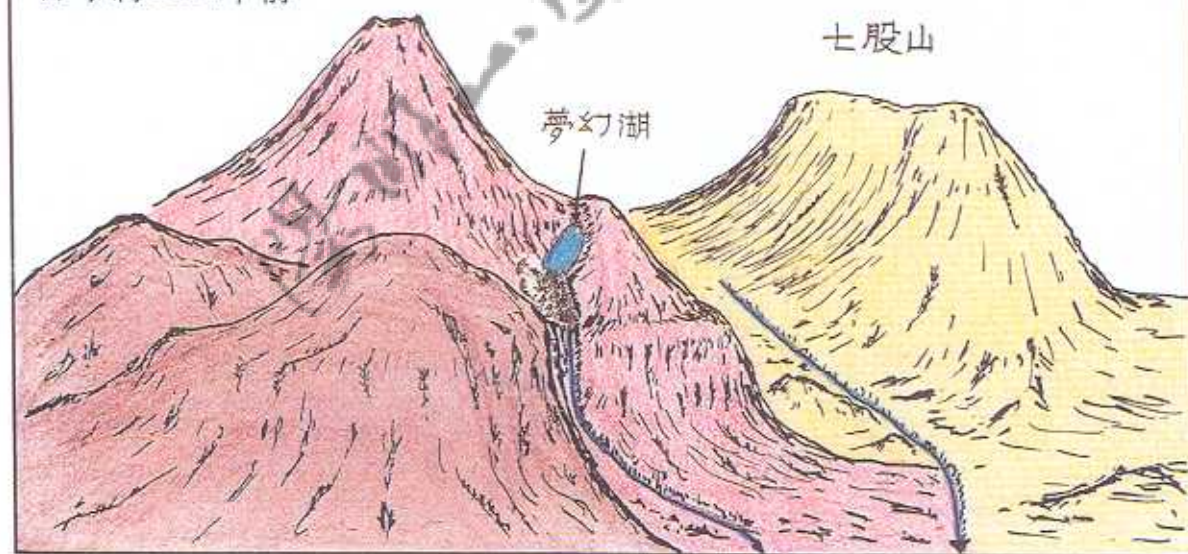
B.

距今約5600年前

七星山

七股山

夢幻湖



山夢幻湖美集小在仙曉冷天站宮地。興建中的新機場邊的小溪擁有乳白色的溫泉流出，此小溪順冷本起東側邊緣下切，露露顯示冷本起東側邊緣下切，並無泥質湖沼高感將。

