

國立臺灣大學理學院地質科學研究所

碩士論文

Department of Geosciences

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

台灣溫泉水中溶解氣成分研究

Dissolved gas concentrations of the  
geothermal fluids in Taiwan



陳艾荻

Ai-Ti Chen

指導教授：楊燦堯 博士

Advisor: Tsanyao Frank Yang, Ph.D.

中華民國 99 年 7 月

July, 2010

## 摘要

關鍵詞：溫泉、溶解氣、氣體成分、惰性氣體

台灣位處菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊交界處，劇烈的構造活動及高地溫梯度提供加熱源，加熱天水、地層水或岩漿水，是以溫泉分布很廣。前人研究中，溫泉分類依據可有三種：外觀、化學組成、地質環境等。本研究希望利用溫泉水中溶解氣成分來分類溫泉，並討論溶解氣與地質環境的關係，以及溶解氣體的可能來源。水中溶解氣體主要可分成一般溶解氣與稀有氣體溶解氣，主要一般溶解氣為氧氣、氮氣、甲烷、二氧化碳等，稀有氣體溶解氣為氦、氖、氬、氪、氙、氡等六種。

本研究共取台灣五十六處溫泉水樣，封存在塑膠樣品瓶中，以進行水化學分析，進而繪製piper圖；利用灌頂空間（Head space）方法進行一般溶解氣分析；另取水樣封存在高真空的玻璃瓶中，進行溶氦同位素比值、氦氖比值研究。由溫泉氣泡與溶解氣的成分比較可以發現，在大部分地區，兩者成分有相同的富集趨勢。依照採樣點位所在岩區的不同，水中主要溶解陰陽離子成分有三大類特徵，與前人研究大致符合；而一般溶解氣亦有三大類特徵，分別富集氮氣、甲烷及二氧化碳，在變質岩區點位沒有觀察到甲烷，而沉積岩區有大量甲烷加入，顯示溶解氣體富集分布與岩區有一定程度相關。配合氦同位素比值發現，台灣地底具有富集氣體儲藏庫，可能源自前期岩漿活動；而溶解氣的氦同位素比值亦有助於吾人對於溫泉水中天水與深部來源水體混合關係的瞭解。

## Abstract

Keywords: dissolved gas, geothermal fluid, noble gas, gas concentration

Taiwan, a geologically active island, is located on the boundary of the Philippine Sea Plate and the Eurasian Plate. High heat flow and geothermal gradient generated by the complex collision and orogeny, and heat up the meteoric water and/or the ground water. The heated water becomes geothermal fluids. In previous studies, some researchers tried to categorize hot springs based on their appearance, chemical compositions and lithological areas. Because of the chemical inertness, the concentrations and isotopic composition of dissolved noble gases are considered to be good indicators of the mantle degassing, climate changes, geothermal conditions, and so on. In this study, it is first time to classify the hot springs in Taiwan in terms of dissolved gases.

In order to discuss different origins of hot springs, 55 hot springs had been sampled in this study. Dissolved gases are distinguished as major and minor gases. Major gases include O<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub>, while minor gases are He, Ne, Ar, Kr, Xe and Rn. Hot spring water was sampled and stored in pre-evacuated glass bottles for analyzing chemical compositions of minor gases. The abundance of five noble gases is determined by a quadrupole mass spectrometer (QMA200, Pfeiffer Vacuum Co.) based on the isotope dilution technique. Furthermore, helium isotopic ratios and helium-neon ratios are measured on a conventional noble gas mass spectrometer (MM5400, MicroMass Co.). For hydrochemistry analysis, water samples are analyzed by IC, ICP-MS and titration. Samples with glass vials are introduced to RAD 7 and GC for dissolved Rn and major dissolved gases analyses.

We can classify the hot springs into three major groups based on anion

concentration data, and then subdivide them into nine minor groups by cation concentration data. Moreover, according to major dissolved gases compositions, three major gas components: CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub> and CO<sub>2</sub>, are identified. The result indicates that there are three gas reservoirs in study area. Dissolved noble gases can provide more detailed clues about the sources of hot springs in Taiwan, such as the degree of mixing between meteoric water and deep-source water. The circulation model also can be identified.



# 目錄

摘要.....	I
Abstract.....	II
第一章 緒論.....	1
1.1 什麼是溫泉?.....	1
1.2 溫泉水中溶解氣.....	3
第二章 前人研究.....	4
2.1 前言.....	4
2.1 大屯山區.....	4
2.2 中央山脈區.....	8
2.3 雪山山脈帶.....	9
2.4 沉積岩區.....	9
第三章 採樣.....	10
3.1 引言.....	10
3.2 採樣方法.....	12
3.3 露頭描述.....	13
3.3.1 大屯火山區.....	13
3.3.2 台灣北區.....	16
3.3.3 台灣南區.....	19
第四章 實驗室分析.....	22
4.1 樣本前處理.....	22
4.1.1 水化學樣本.....	22
4.1.2 一般溶解氣體樣本.....	22
4.2 氦同位素分析.....	23
4.2.1 氦氣的來源.....	23
4.2.2 氦同位素應用.....	25
4.2.3 使用儀器.....	27
4.2.4 氦氣純化原理.....	29
4.2.5 儀器誤差與校正.....	32
4.3 感應耦合電漿質譜儀.....	33

4.4	氣相層析儀.....	34
4.4.1	檢量線測定.....	36
4.5	液相層析儀.....	38
4.6	滴定儀.....	39
第五章	結果.....	40
5.1	陰陽離子分析結果.....	40
5.2	各岩區結果.....	42
5.2.1	火成岩區.....	42
5.2.2	變質岩區.....	46
5.2.3	沉積岩區.....	48
5.3	氣體成分分析結果.....	50
5.3.1	溶解氣體濃度計算.....	50
5.3.2	火成岩區氣體成分.....	55
5.3.3	沉積岩區.....	56
5.3.4	變質岩區.....	57
第六章	討論.....	58
6.1	氣泡成分與溶解氣成分比較.....	58
6.2	空氣因子討論.....	60
6.3	氣體來源探討.....	63
6.4	溫泉水循環模式.....	70
6.4.1	淺部循環.....	70
6.4.2	深部循環.....	71
第七章	結論.....	73
	參考文獻.....	74
	附錄.....	79

# 圖目錄

圖 1-1：溫泉形成條件示意圖.....	2
圖 2-1：採樣方法簡圖.....	11
圖 2-2：大屯火山區溫泉採樣點位分布圖.....	14
圖 2-3：台灣北區溫泉採樣點位分布圖.....	17
圖 2-4：台灣南區溫泉採樣點位分布圖.....	20
圖 4-1：各種地體構造中不同的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值端元分布圖.....	25
圖 4-2：MM5400 稀有氣體質譜儀示意圖.....	28
圖 4-3：純化線之配置及各段管線體積.....	31
圖 4-4：稀有氣體之吸附曲線.....	31
圖 4-5：氣相層析儀配置圖.....	35
圖 4-6： $\text{CH}_4$ 、 $\text{CO}_2$ 、 $\text{O}_2$ 、 $\text{N}_2$ 、Ar 檢量線.....	37
圖 4-7：水溶液中 pH 值與 $\text{H}_2\text{CO}_3$ 、 $\text{HCO}_3^-$ 、 $\text{CO}_3^{2-}$ 含量比之關係.....	39
圖 5-1：變質岩區 piper 圖.....	42
圖 5-2：火成岩區直接滴定 piper 圖.....	43
圖 5-3：火成岩區反滴定 piper 圖.....	44
圖 5-4：沉積岩區 piper 圖.....	48
圖 5-5：火成岩區氣體成分端元圖.....	55
圖 5-6：沉積岩區氣體成分端元圖.....	56
圖 5-7：變質岩區氣體成分端元圖.....	57
圖 6-1：氣泡成分與溶解氣成分比較.....	59
圖 6-2：氮同位素比值對氮氣-氬氣比.....	64
圖 6-3：氮氣-氬氣比對二氧化碳-氬氣比.....	65
圖 6-4：氮氣-氬氣-氬氣三端元圖.....	67
圖 6-5：二氧化碳-氬氣比對甲烷-氬氣比.....	68
圖 6-6：氮氣-氬氣比對甲烷-氬氣比.....	70
圖 6-7：淺部循環圖.....	71
圖 6-8：深部循環圖.....	72

# 表目錄

表 2-1：大屯山區溫泉水化學與地質特徵.....	15
表 2-2：台灣北區溫泉水化學與地質特徵.....	18
表 2-3：台灣南區溫泉水化學與地質特徵.....	21
表 4-1：宇宙射線成因的稀有氣體及其目標元素.....	24
表 4-2：2010 年 1 月至 3 月之校正樣本分析值.....	32
表 4-3：感應耦合電漿原子發射光譜儀分析誤差及偵測極限.....	33
表 4-4：各氣體標準樣含量.....	36
表 4-5：離子層析儀偵測極限.....	38
表 5-1：台灣溫泉分類.....	40
表 5-2：台灣部分溫泉分類.....	41
表 5-3：火成岩區 PHREEQCI 沉澱潛勢.....	45
表 5-4：變質岩區 PHREEQCI 沉澱潛勢.....	47
表 5-5：沉積岩區 PHREEQCI 沉澱潛勢.....	49
表 5-6：樣品瓶中灌頂空間氣體濃度百分比.....	50
表 5-7：本研究所測量氣體之 $k_H^\ominus$ 與 $-\Delta_{\text{soln}}H/R$ 列表.....	51
表 5-8：溶解氣計算之已知條件.....	52
表 5-9：溶解於溫泉水中的氣體毫莫耳數.....	53
表 5-10：現地溫泉水中氣體總溶解莫耳數.....	54
表 5-11：氮同位素分析結果.....	58
表 6-1：空氣中該氣體在水中的理論莫耳分率值.....	62
表 6-2：一大氣壓、給定溫度下，空氣中各氣體溶解在水中的理論值.....	63

# 第一章 緒論

## 1.1 什麼是溫泉？

溫泉，就是溫的泉水。要得到溫泉，必須要有水源提供，適宜的地質構造當做通路，經過加熱源加熱，出露地表讓人們察覺(陳耀麟，2002)。這些水源來自何處？主要是天水（占95%）、海水降落至地表，重力作用使地面以下的水分沿著岩層裂隙往下到地下深處的儲集層儲存。影響地下水流動的地質因素主要為岩性與地質構造，儲集層通常是孔隙度高的岩層，像是砂岩，其上有緻密岩層覆蓋，使水富集。水源不一定來自淺處的循環水，也有可能來自較深部的層間水，或是火山活動的岩漿水，這些水源在氫氧同位素特徵及離子成分都與天水、海水有所區隔(Craig, 1969)。

有水之後，若有加熱源，水體就會受熱，得到能量後循環上升至地表。加熱源是什麼呢？在火山地區，提供熱源的加熱源來自火山作用，岩漿庫活動會伴隨大量的熱，本身產生的岩漿水本就高溫，加上在此處存在的地層水、天水，也會受到加熱源加熱；這些循環水出露到地表，就是人們觀察到的溫泉。另一種加熱源是地球內部高的地溫梯度，因為放射性元素衰變而產生的熱能使得每深入地下一百公尺溫度便升高3°C左右，一般推測，至地心內核（地面5,000公里以下），溫度可能高達攝氏6,600°C。若有適宜的裂隙讓水一路向下遷移，地溫梯度高的地區在地表淺層的地方即可形成溫泉。

當冷水變熱水，接下來就要上升到地表。岩層中裂隙提供溫泉水遷移的通道，裂隙的產生包括岩層本身的弱帶，像是節理、不整合帶，以及岩層受應力作用產生的破裂帶、斷層帶。岩層本身的孔隙亦可為通道，孔隙度高的岩層如砂岩，可以作為儲集層，但其周圍若不具備蓋層，則溫泉會沿孔隙上升。

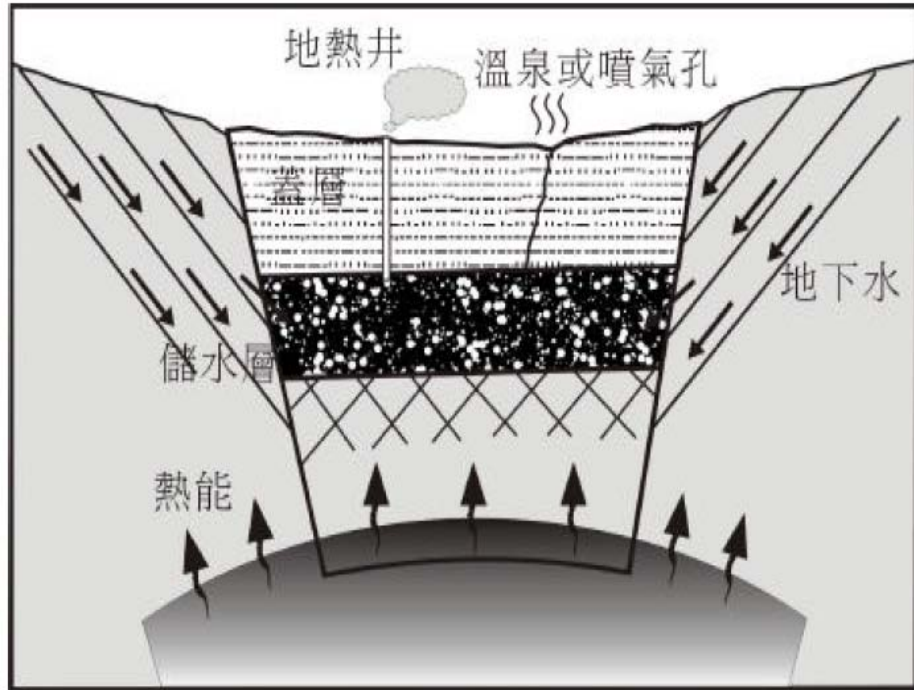


圖1-1 溫泉形成條件示意圖(陳肇夏撰，1981)

台灣位處板塊交界帶，地體構造複雜，具有很多破裂帶、裂隙、斷層帶，這些岩層弱帶都提供水通道，使他們可以遷移或儲存，等加熱到能量足夠遷移或是有岩層受應力作用，這些熱水就可以出露地表。

## 1.2 溫泉水中溶解氣

在溫泉上升至地表的過程中，周圍岩層的離子會溶解在泉水中，水中陰陽離子成分可以紀錄周圍岩層的特性，可從水中不同的離子成分推測流經不同岩區的特徵，進一步分類溫泉。但是，陰陽離子成分僅能記錄岩層中的礦物化學組成，如果想進一步了解水的來源，水中陰陽離子的分類便不足以解釋，需藉助從地下深處直接上湧的氣泡（bubble）研究。

溫泉溶解氣體相對豐度與空氣飽和水不同，無法單純地使用蒸發作用解釋（蒸發：氣液相分離），在前人研究中有以下幾種作用可能介入：(Kennedy et al., 1988)

1. 不平衡的蒸餾作用（non-equilibrium distillation）
2. 經蒸發作用再與空氣飽和水混合（mixing of ASW which have undergone differing degrees of equilibrium distillation）
3. 數個來源混合造成，包括空氣飽和水、岩漿水及地下水（mixing of waters of different origins）

現地觀察可整理有以下特點：(Di Napoli et al., 2009)

現地觀察	天然露頭	人工鑽井		
水源端成分	天水	海水	地底儲藏庫	
溶解氣體端成分	大氣	火山氣體	上部地函	地殼

在前人研究中，僅探討台灣溫泉的水化學成分，缺少水中的溶解氣端成分資料。因此，本研究由溶解氣的角度，探討氣體來源，並嘗試從中找出其循環模式。

## 第二章 前人研究

### 2.1 前言

台灣地區的溫泉研究，最早可追溯至日據時期(中島榮次, 1896; 恩田重吉, 1896)，之後由顏滄波(1955)總其大成；比較大規模的研究，是1960-1980年政府大力推動的地熱能源探勘(礦業研究所, 1969-1980)，陳肇夏(1975, 1981, 1989, 2000; Chen, 1975; Chen et al., 1971; Chen et al., 1984)教授參與其中，發表多篇論文探討各岩區的溫泉成因，並提出地熱利用的可能。自此，溫泉研究開始蓬勃發展，多位學者進行區域性多方面溫泉水質研究，成果豐碩(王詠綸等, 2002; 劉聰桂、宋聖榮, 2002; 周順安等, 2003; 陳文政等, 2003; 陳文福, 2005; 宋聖榮, 2005; 李孫榮等, 2008)。近年大規模調查與研究是經濟部水利署委託工業技術研究院能源與資源研究所，所進行的「台灣溫泉水資源之調查及開發利用--四年計畫」(工業技術研究院能源與資源研究所, 1999-2003)。

### 2.1 大屯山區

本區地表覆蓋第四紀更新世火山活動產物，主要為安山岩質之厚層熔岩流、火山碎屑岩、火山泥流(Chen, 1971)。而火山岩其下則以漸新至中新世沉積岩為基盤，由老而新包括了五指山層、木山層、大寮層、石底層、南港層、南莊層及桂竹林層(何春蓀, 1986; 黃鑑水, 1998)。本區共有約二十個火山口，熔岩流共有十五層以上，火山碎屑岩主要有三層明顯之凝灰角礫岩，火山岩岩性以安山岩為主(Chen, 1971)(王文祥, 1989)。大屯火山群被認為是琉球島弧向西的延伸(陳正宏, 1990)(Juang, 1993; Teng, 1996; Teng, 1992)。琉球島弧的岩漿活動係因菲律賓海板塊的隱沒作用所造成，但是岩漿活動可能會因為沖繩海槽的張裂而阻斷岩漿供應。台灣北部火成岩區的岩漿活動隨著菲律賓海板塊不斷向西隱沒

而開始，隨著沖繩海槽不斷向西擴張，約八十萬年前，岩漿活動也向西逐漸停止 (Teng, 1996; Teng, 1992)，在此構造模式下，大屯火山地區岩漿活動應逐漸減緩而停止。然而Chen (1996) 的地球化學研究顯示台灣北部火成岩區的玄武岩具洋島玄武岩的特性，島弧的地化特性較少，暗示本區域內的火成岩可能是板塊內部張裂環境下形成的產物，但受到些許島弧岩漿物質的影響。弧陸碰撞的減緩或停止，使具彈性的板塊開始反彈，地質環境有擠壓漸變為張裂，此即碰撞作用所生成的造山崩解張裂作用(Wang et al., 2002; Wang et al., 1999; Wang et al., 2004) (王國龍，2000)，出現裂縫供滯留岩漿上升。此作用引發地殼下方岩漿庫岩漿噴發到地表，約二十萬年前結束，形成今日所看到的大屯火山群。

本區溫泉至少有22處，包括金山、大埔、地熱谷、硫磺谷、雙重溪、頂北投、龍鳳谷、八煙、中山樓、鼎筆橋、陽明山、四磺坪、湖山、小隱潭、後山、庚子坪、七股、大油坑、竹子湖、馬槽、冷水坑及小油坑，其中金山、大埔、地熱谷及硫磺谷溫泉位於沉積岩區，其他溫泉則位於火山岩區。(程楓萍，1987；顏滄波，1955；孟昭彝等，1965；礦研所，1969，1970，1971，1973；張寶堂，1979；Cherng，1979；陳肇夏，1989)

大屯火山區的噴氣孔主要分布在大油坑、小油坑、硫磺谷、馬槽、四磺坪與庚子坪等地，另外陽明山及竹子湖亦有微弱之噴氣活動(孟昭彝等，1965；礦研所，1969，1973，1975，1978；陳肇夏，1989；李曉芬，2004)。噴氣的溫度一般都在98°C以上，噴氣成份主要為水蒸汽，約佔95~98%，其餘為不凝結性氣體，主要為二氧化碳、硫化氫、二氧化硫及氧氣，分析結果屬於典型之低溫火山氣體組成(何孝恆，2003；李曉芬，2004)。

根據溫泉水之化學性質，本區溫泉可以分成酸性硫酸根泉(acid sulfate spring)、中性碳酸氫根泉(neutral bicarbonate spring)及酸性硫酸根氯離子泉(acid sulfate chloride spring)等三大類(張寶堂，1979；程楓萍，1987；陳肇夏，1989)。而有關溫泉之成因模式，陳肇夏(1989)認為五指山層地下熱水、火山氣體及火

山岩之蝕變作用為本區溫泉水之主要影響因素，提出之溫泉水形成模式如下：

大屯火山群的熱水主要儲藏在五指山層砂岩之內，屬於酸性硫酸根氯離子型熱水。因為砂岩的主要成分為石英及長石，石英對強酸之中和能力很低，熱水中大量游離酸（鹽酸和硫酸）無法消化，仍然存在於深部儲集層，故來自五指山層砂岩的熱水含有大量的游離酸。當深部砂岩內的強酸性熱水上升進入火山岩之後，由於火山岩內大部分礦物及火山玻璃具有中和能力，可將熱水的pH值從2以下提高到5以上（250°C時）。此時水源變成氯化鈉型熱水，因為熱水中的硫酸根和鈣離子濃度受硬石膏溶解度的控制，超過溶解度的硫酸根和鈣離子都結合成硬石膏沈澱，使得硫酸根濃度大為降低。當熱水繼續上升至地表氧化帶（深度0~250公尺）附近時，熱水或蒸汽中的部份硫化氫氧化成為硫酸，產生二次酸化現象，熱水的pH值再度下降至4以下，出露於地表便是所謂的酸性硫酸根泉。如果深部五指山層的強酸性熱水沒有機會上升進入火山岩內，卻順著五指山層砂岩橫向斜升至淺處（例如地熱谷地區），則除了溫度降低，熱水中的一部份硫酸與硫化氫還原成自然硫外，其他性質大致保持不變，於是形成酸性硫酸根氯離子泉。至於中性碳酸氫根泉則可能是由天水受間接加熱而形成。

陳耀麟（2005）進行連續採樣，發現有時間上、空間上的差異，時間上變異原因有二：火山岩區與沉積岩區溫泉水之化學成分供應源不同，以及各溫泉區之火山氣體之流量，母岩受蝕變作用程度以及其礦物組成和比例都因地而異。時間上之變化主要與不等量之天水混合作用有關。根據其分析的硫同位素比值，沉積岩區的水源應來自五指山層之中，為深部地層熱水與天水混合。火成岩區的主要含水層可能為固結較疏鬆之火山碎屑岩，天水補注通道為不同層的火山碎屑岩，造成火山岩區溫泉水化學成分與採樣前不同時間降雨量有良好相關性。

而劉康克等（1984）根據氫氧同位素資料將本區溫泉分成三類：（1）天水淺部受熱造成，（2）溫泉與岩石作用，及（3）受蒸發作用影響造成之典型酸性溫泉；另外並指出金山地區之溫泉可能尚受到海水混入影響。而Wang（1991）

則根據氫氧同位素資料指出本區溫泉有三種特徵：（1）落於地區天水線上者，（2）稍微偏離至天水線右側者，及（3）受蒸發作用影響而強烈富集者；另外又根據碳同位素指出本區溫泉可能與岩石有複雜之交換作用。

李曉芬(2004)根據氫氧同位素資料認為大屯火山地區的冷凝水皆源於天水，跟大多數溫泉水相同，但是有兩個以上不同的來源。



## 2.2 中央山脈區

中央山脈溫泉區主要分為板岩區和大南澳片岩區，共有61個溫泉，2個冷泉位於此區。板岩區主要為板岩和千枚岩，因可塑性高，常形成複雜的褶皺構造。中央山脈東翼板岩區的溫泉，主要分佈於新高層和廬山層。其中新高層主要岩性為深灰色板岩、局部夾有薄層至中層灰色至白灰色石英岩，與淡灰色細粒至中粒的石英砂岩，薄葉片的板岩和石英岩層理，火成岩侵入體屬於輝綠岩（張寶堂、焦宗輝，1979），溫泉主要由變質砂岩裂隙湧出。例如金峰一號和二號溫泉湧自石英岩裂隙、比魯溫泉湧自板岩裂隙。泉質多為碳酸鈉鉀泉，少部分氯化物泉，溫度在中溫至高溫間（50~96°C）。

中央山脈東片岩區的溫泉分佈於大南澳片岩中，大南澳片岩區為台灣最古老地質單元，以黑色片岩、綠色片岩、矽質片岩為主，顏滄波（1963）將大南澳片岩分成兩個變質帶或岩相構造帶，即太魯閣帶和玉里帶，西邊的太魯閣帶由泥質片岩、大理岩、片麻岩、混合岩、綠色片岩、矽質片岩和角閃岩構成，屬於高級綠色片岩相變質作用；東邊的玉里帶由泥質黑色片岩夾少量綠色片岩組成；兩者間的差別為太魯閣帶出現大量的碳酸岩層和花崗岩質岩石，玉里帶則出現可代表高壓環境的藍閃石片岩，這兩個帶為環太平洋常見的成雙變質帶（Miyashiro，1961），年代屬於古生代晚期到中生代。泉質分布廣，碳酸鹽、氯鹽、硫酸鹽泉都有，溫度在中溫至高溫間（50~96°C）。

## 2.3 雪山山脈帶

本區岩層出露岩相為硬頁岩及板岩相、碳質砂岩相等兩個顯著岩相。構造受控於岩性，以變質砂岩和石英岩為主的區域，構造以寬廣的褶皺與斷層為主，裂隙及節理深長，適合形成熱水通道與儲水層。而以硬頁岩和板岩為主區域，因可塑性高，常形成複雜的褶皺構造，較前者不易發展溫泉通路。此區溫泉包括烏來、新興、爺亨、四稜、秀巒、小錦屏、梵梵、排骨溪、谷關、國姓、惠蓀、紅香、瑞岩、東埔、樂樂谷、白冷、清流、德基、錦屏、泰崗、石城谷、雪見等。此區多為碳酸鈉鉀泉。

## 2.4 沉積岩區

沉積岩區分為西部麓山帶、海岸山脈、蘭陽平原。西部麓山帶屬於心地三寄盆地內沉積的岩層，以漸新世後期、中新世、上新世、到更新世初期的碎屑沉積岩為主，岩性由北向南逐漸變為頁岩為主，沉積物粒度變細，地層厚度亦加厚。此區溫泉有金泉、清泉、新埔、泰安、中崙、關子嶺、龜丹、六重溪、大崗山、北埔等溫泉和冷泉，溫度大多為低溫溫泉（小於49℃）。

海岸山脈地層有都巒山層、蕃薯寮層、八里灣曾、米崙礫岩、卑南山礫岩等，溫泉屬於硫酸鹽氯化物泉，溫泉水中氯化鈉（NaCl）濃度很高，何春蓀（1975）認為海岸山脈形成的早期曾有海水入侵，以致於溫泉水中含有濃度很高的鹽分；也有可能是海岸山脈的溫泉，受到殘餘岩漿或後期的岩漿活動所釋放出來的岩漿氣體影響（楊燦堯等，2002），使其富含硫酸根離子和氯化物等成分（劉佳攻，2002）。本區溫泉有安通、富里、東里、利吉等溫泉。

蘭陽平原地層為第四紀至今的河流堆積物形成，其下為輕度變質的雪山山脈地層。此區僅兩個溫泉，礁溪和員山，水源主要儲存於四稜砂岩中。

# 第三章 採樣

## 3.1 引言

溫泉水的採樣主要針對兩個分析方向：水化學與氣體地球化學。水化學指的是陰陽離子的分析，為求每個點位都能準確測量溫泉溫度，且水樣是溫泉來源而非雨水或溪水，採樣時不能下雨，下雨過後連續三天晴天才確定可採樣（此針對天然溫泉採樣，人工鑽井採樣不在此限）。由於離子濃度受乾濕季、雨量之影響明顯(陳耀麟，2002)，且本研究並無針對時間序列做連續採樣，僅單一時間，在絕對濃度上與前人無法做比較(陳耀麟，2002；劉佳玫，2002)，但依據主要陰陽離子濃度繪製而成的 piper's diagram (Piper, 1944)，本研究所得到的趨勢則與前人相似。

氣體地球化學分析則是指水中溶解氣的採樣。前人研究中，採樣點的選擇有以下三個條件：溫度最高 (highest temperature)、流動速度快 (highest flow rate)、與土壤接觸少 (minimum contact with any soil) (Arnorsson et al., 2006)。

採溶解氣與採天然上湧的氣泡不同，氣泡是獨立形成的，與空氣無關，因此只要確認樣品的氮氧比例是否有空氣的特徵，即可知採樣成功或失敗。採氣泡樣必須避免空氣混染。而溫泉水保存於開放環境下，與空氣直接接觸，從前人研究可知其氮氧同位素與天水相近 (劉康克等，1984)，表示空氣亦是重要端成分，故不能將溶解氣中的空氣特徵視為採樣失敗。在溶解氣本身就有溶解空氣的情形下，進行採樣時，盡量減少氣泡形成很重要。此氣泡可能是水衝入採樣瓶時形成的空氣氣泡，也可能是點位本身有天然氣泡上湧，這些氣泡所攜帶的氣體量都遠大於氣體可溶解在水中的量，只要一小顆就可能使點位氣體成分完全不同。因此，在天然露頭採樣時點位選擇依據有三：盡量靠近源頭 (較上游)、遠離水面 (靠近水底)、遠離天然氣泡。

而在人工鑽井採樣時，首先選擇可直接在井邊採樣，或是水管直接接到池內的水(不經水塔)；第二選擇為水塔的水經常流動，也就是當天已開業一段時間，客人絡繹不絕；第三選擇是將水塔的水引出一段時間後，幫浦開始運轉，再進行採樣。採樣時，將水接到大量筒內，小心不可製造氣泡，裝滿後再引入樣品瓶中，完成採樣。

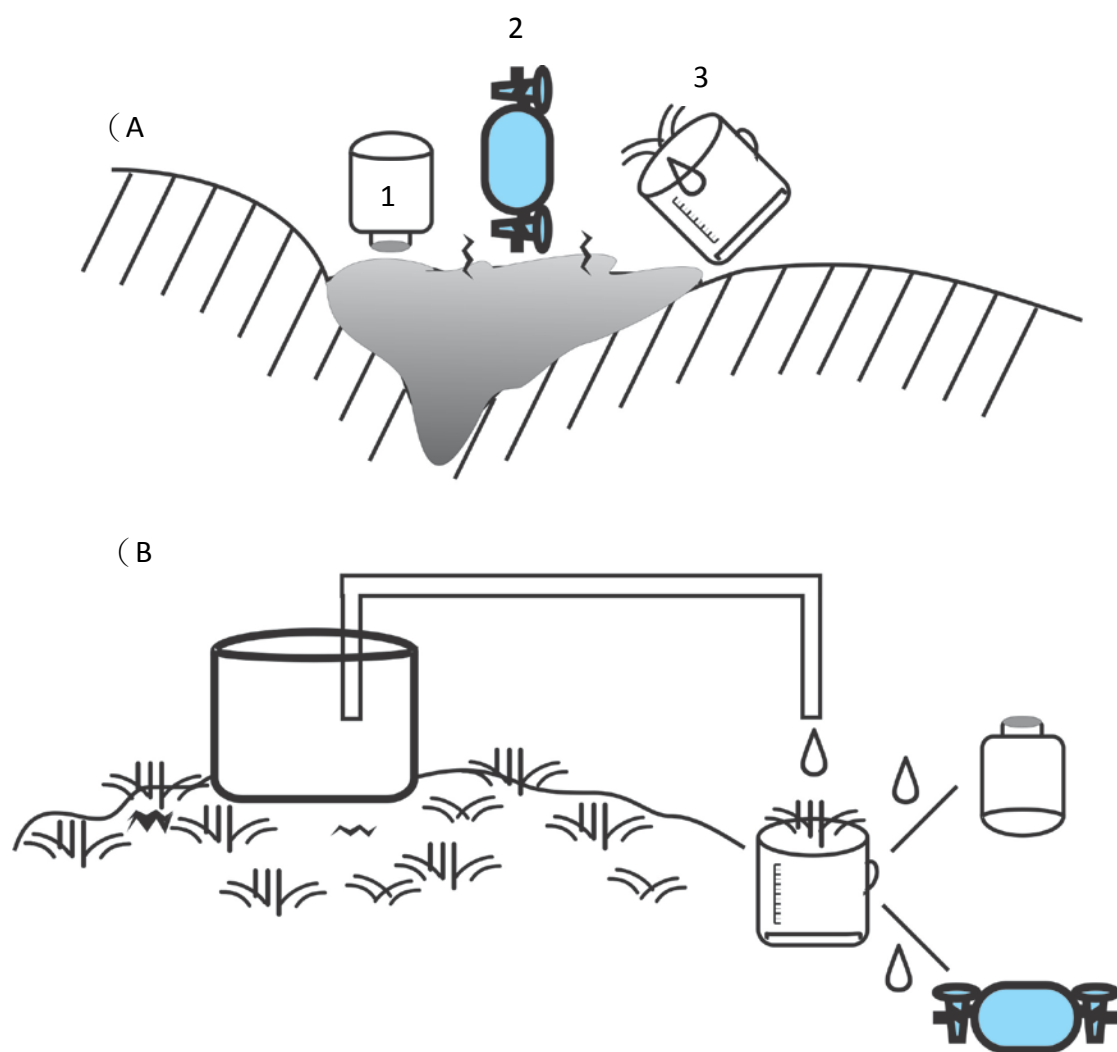


圖 2-1：採樣方法簡圖。(A) 為天然露頭，(B) 為人工鑽井。其中 1 為血清瓶，2 為高真空玻璃瓶，1,2 均直接裝水採樣。3 為量桶，量桶裝水之後過濾，再分裝至陰陽離子採樣瓶。在人工鑽井採樣時，先用量桶裝滿水，再分別浸入 1 及 2，最後採過濾水。

## 3.2 採樣方法

到達採樣位置後，首先記錄 GPS 定位、測量溫泉溫度，之後標示採樣瓶。採樣瓶分為三種，100c.c.P.E.塑膠瓶、200c.c.血清瓶、50c.c.高真空玻璃瓶。其中塑膠瓶水樣用來分析水中陰陽離子濃度，血清瓶用來分析水中一般溶解氣濃度及絕對量，高真空玻璃瓶用來分析水中惰性氣體溶解氣濃度。

以下描述此三類採樣方法：(圖 2-1)

### 一、塑膠瓶

- a. 把整個過濾瓶一起洗淨，裝上 0.2 $\mu$ m 濾紙，上部裝滿水。
- b. 過濾瓶下方連接電動幫浦，取一上方紅色塞塞住 pump 對面出氣口，打開幫浦開始過濾。
- c. 將塑膠瓶裝滿水，塞蓋以避免與空氣接觸。如此共三瓶（陰離子、陽離子、pH 值），若水濁每一瓶更換一次濾紙。

### 二、血清瓶

- a. 若是水潭（天然露頭），視水溫戴手套，瓶口朝下放至水中，再慢慢翻轉回正，直至滿水。動作中瓶口不可接觸大氣，盡可能減少空氣污染。
- b. 以夾瓶器封住瓶口。
- c. 若水源是水管，用量桶裝水後（裝水時盡量避免氣泡產生）再放入血清瓶，過程與上同。

### 三、高真空玻璃瓶

- a. 若是水潭，視水溫戴手套，盡可能將小瓶子放置水底，水裝滿後微拉上來檢查有無氣泡，有則趕出來，若趕不出來則重採。無氣泡則先關近水面的閘，拉起來再關遠水面端。
- b. 若是水管，用量桶裝水，盡可能不要打入空氣，量桶裝滿水後，把兩端開口的小瓶子斜放入，滿水後檢查有無氣泡。先關近水面閘再關遠水面

閥，不可拿浸過小瓶子的水灌血清瓶，每個玻璃瓶的水需重裝。

### 3.3 露頭描述

本研究在 2009/6/25~2010/2/25 採集 56 個不同溫泉點位，在此分為大屯火山區、台灣北區，台灣南區三區進行介紹。

#### 3.3.1 大屯火山區

本研究在此區採集金山、大埔、地熱谷、硫磺谷、頂北投、龍鳳谷、八煙、中山樓、四磺坪、湖山、庚子坪、大油坑、馬槽、冷水坑及小油坑等共十五處溫泉，其中金山、大埔、地熱谷及硫磺谷溫泉位於沉積岩區，其他溫泉則位於火山岩區。在區內可觀察到白色黏土，為受換質作用的火山碎屑岩，亦有安山岩矽化，成火山渣外形。若有噴氣孔（如庚子坪、大油坑、馬槽）等則可發現硫磺結晶析出。惟大部分水源都被民間私接自用或商用，造成大量水管雜處，有些露頭甚至影響自然景觀。現地觀測數據列於表 2-1。

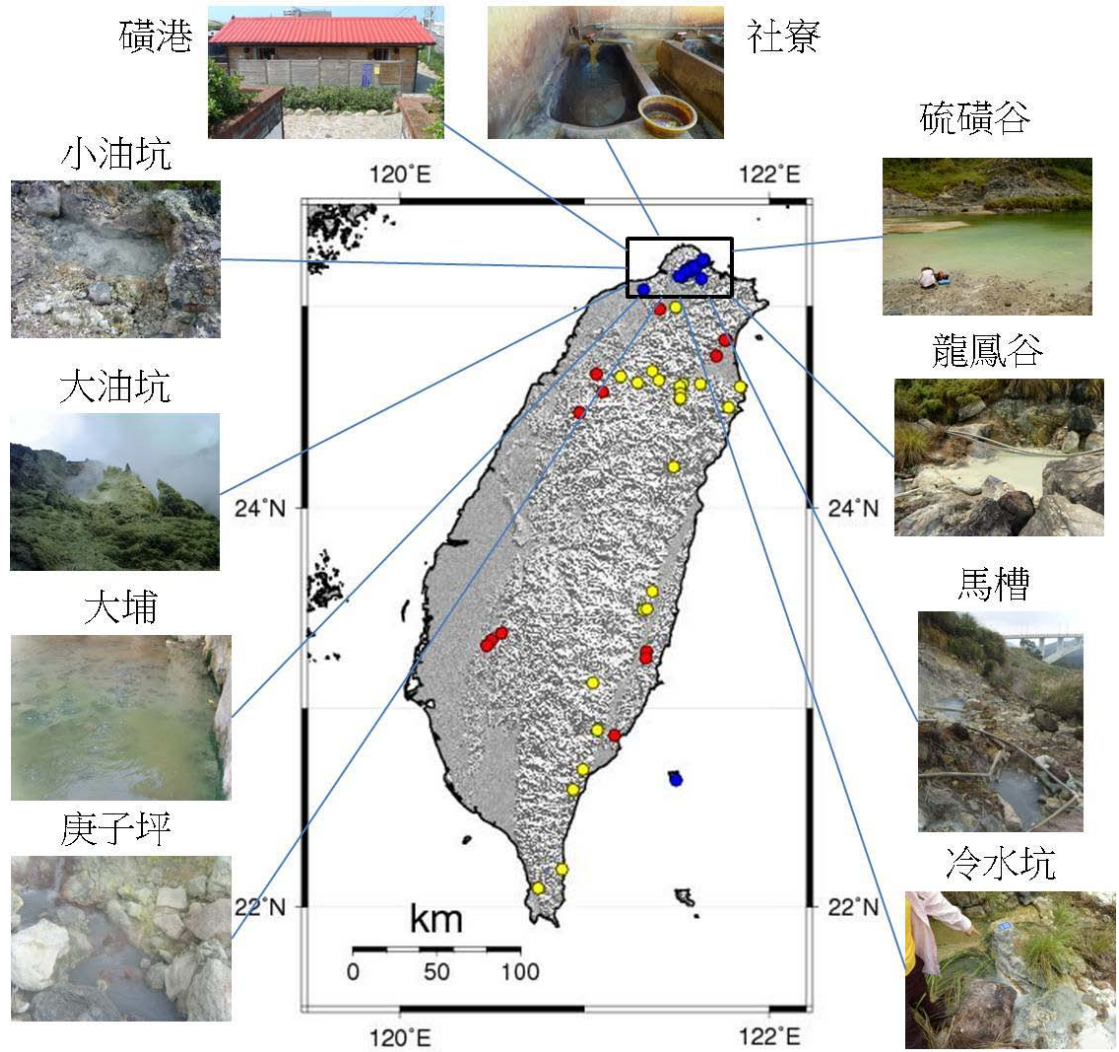


圖 2-2：大屯火山區溫泉採樣點位分布圖。

表 2-1：大屯山區溫泉水化學與地質特徵

火成岩區溫泉				
溫泉名稱	溫度 (°C)	pH	EC (mS/cm)	出露地層/地層岩性
地熱谷	77.4	1.23	20.4	五指山層
硫磺谷	39.7	2.42	5.42	五指山層
頂北投 (媽祖窟)	56	7.2	1.269	紫蘇輝石-普通輝石熔岩流 凝灰角礫岩
龍鳳谷	49.8	4.83	0.514	安山岩/凝灰角礫岩
湖山	39.6	6.99	N.A.	凝灰角礫岩
中山樓	61.2	4.11	16.21	凝灰角礫岩
小油坑	62	2.28	5.42	安山岩
冷水坑	34.8	7.85	0.914	含紫蘇輝石-角閃石安山岩 凝灰角礫岩
馬槽	64.3	6.12	0.502	含紫蘇輝石-角閃石安山岩 輝石安山岩熔岩流
大油坑	80.9	0.96	33.7	含紫蘇輝石-角閃石安山岩
八煙	64.2	2.17	2.9	含紫蘇輝石-角閃石安山岩
四磺坪	73	2.62	1.434	含橄欖石-兩輝安山岩
庚子坪	96.6	1.54	12.43	含橄欖石-兩輝安山岩
大埔	51.3	1.55	17.55	第四紀未固結的沙、礫石層
金山漁會	46.7	5.8	N.A.	第四紀未固結的沙、礫石層
磺港	61.5	3.24	8.10	第四紀未固結的沙、礫石層
社寮	49.1	5.55	N.A.	第四紀未固結的沙、礫石層

沉積岩區溫泉 (臺北盆地/西部麓山帶)

樹林京陵	44	8.55	3.41	N.A.
------	----	------	------	------

### 3.3.2 台灣北區

主要有雪山山脈、中央山脈板岩區、中央山脈大南澳片岩區（以上為變質岩區溫泉）、西部麓山帶、海岸山脈區、蘭陽平原區（以上為沉積岩區溫泉）。

雪山山脈採集有秀巒、小錦屏、新興、梵梵、排骨溪、巴陵等溫泉，除巴陵外全為天然露頭，於溪床出露，水質清澈。其中拜訪新興時，得知爺亨已被大水沖毀，掩埋住出露處，因此就近前往一溫泉旅館採樣，是為巴陵溫泉。

中央山脈板岩區採集有清水、土場、仁澤、多望溪等溫泉，其中清水、多望溪為天然露頭，其餘為人工鑽井：土場為工研院鑽井，知本為溫泉旅館。

中央山脈大南澳片岩區採集有碧侯溫泉，為天然露頭，有水泥砌池。

西部麓山帶採集有清泉、泰安溫泉及北埔冷泉。其中清泉為山壁湧出，再接管至泡腳池，本研究採靠近山壁的湧水；北埔為本研究唯一採集的沉積岩區冷泉，兩者均為天然露頭。泰安採樣點為警光山莊後方鑽井，前往時詢問當地管理者，天然露頭已在一至二年前某次大水中消失。

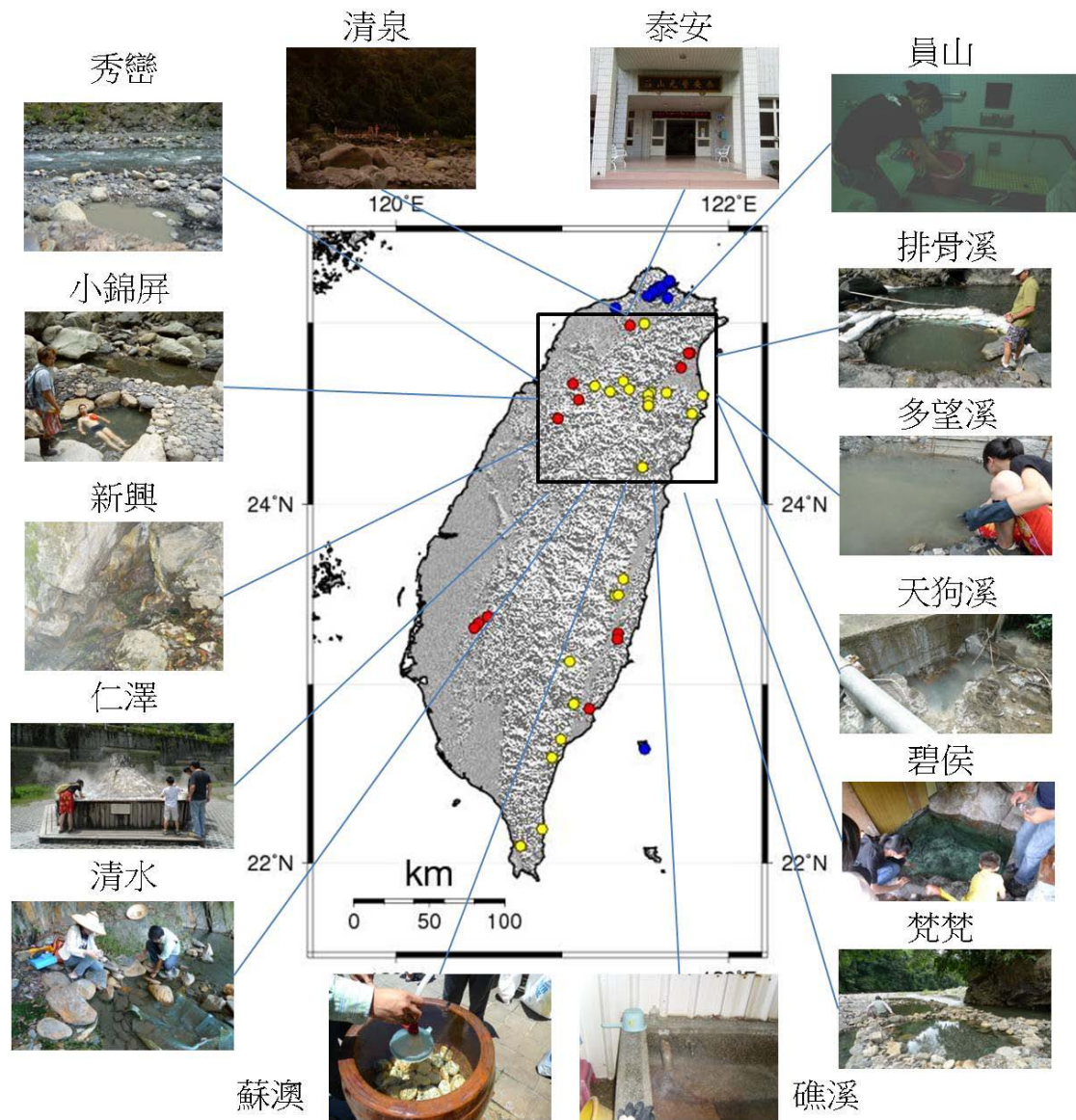


圖 2-3：台灣北區溫泉採樣點位分布圖。

表 2-2：台灣北區溫泉水化學與地質特徵

變質岩區溫泉 (雪山山脈)				
溫泉名稱	溫度(°C)	pH	EC (mS/cm)	出露地層/地層岩性
新興 (嘎拉賀)	55	7.54	0.713	古第三紀地層/板岩
巴陵溫泉	35.1	8.13	0.602	始新世至漸新世地層
秀巒	58	8.49	0.896	漸新世地層/板岩夾砂岩
小錦屏	47.8	8.24	1.054	漸新世地層/板岩夾砂岩
排骨溪	46.4	7.94	0.936	廬山層/板岩、千枚岩
梵梵	44.8	7.2	6.88	古第三紀地層
變質岩區溫泉 (中央山脈板岩區)				
蘇澳冷泉	23.9	5.28	488	第三紀大南澳片岩
清水	63.5	7.2	967	廬山層仁澤段
土場 (天狗溪)	81	8.73	3.61	廬山層
多望溪	53	7.85	1394	N.A.
仁澤	85	8.64	4.21	廬山層仁澤段
變質岩區溫泉 (中央山脈大南澳片岩區)				
碧侯	43.7	9.26	0.356	大南澳片岩/石英片岩
文山	45.8	7.35	1.537	大南澳片岩/石英雲母片岩
二子	N.A.	7.75	0.725	大南澳片岩/石英雲母片岩
沉積岩區溫泉 (蘭陽平原/西部麓山帶)				
清泉	60.4	8.88	2.41	中新世地層/砂頁岩互層
北埔	26.1	7.57	13.47	中新世地層/砂頁岩互層
泰安	40	8.31	1.991	碧靈頁岩層/頁岩
礁溪	56.6	7.82	1.060	雪山山脈四稜砂岩層
員山	45.6	7.87	N.A.	雪山山脈四稜砂岩層

### 3.3.3 台灣南區

中央山脈板岩區採集有知本、金峰、台東紅葉、四重溪、旭海等溫泉，其中四重溪、旭海為公共浴池，金峰、土場為工研院鑽井，台東紅葉、知本為溫泉旅館。

中央山脈大南澳片岩區採集有文山、二子山、瑞穗、花蓮紅葉、麓麓等溫泉，碧侯、文山、二子山、麓麓為天然露頭，瑞穗及花蓮紅葉為溫泉旅館人工鑽井。

海岸山脈區採集有利吉、安通、東里三處，其中利吉為山壁旁天然露頭，東里為民間接管，安通則天然露頭與人工鑽井（震測鑽井）均有。三者溫度以安通最高。

蘭陽平原區採集有礁溪、員山溫泉，兩者均為人工鑽井，水質清澈透明。西部麓山帶採集有中崙、關子嶺、六重溪等，其中關子嶺為天然露頭，六重溪為溫泉旅館，中崙則人工鑽井與天然露頭均有。

火成岩區則有綠島朝日溫泉，為天然露頭。

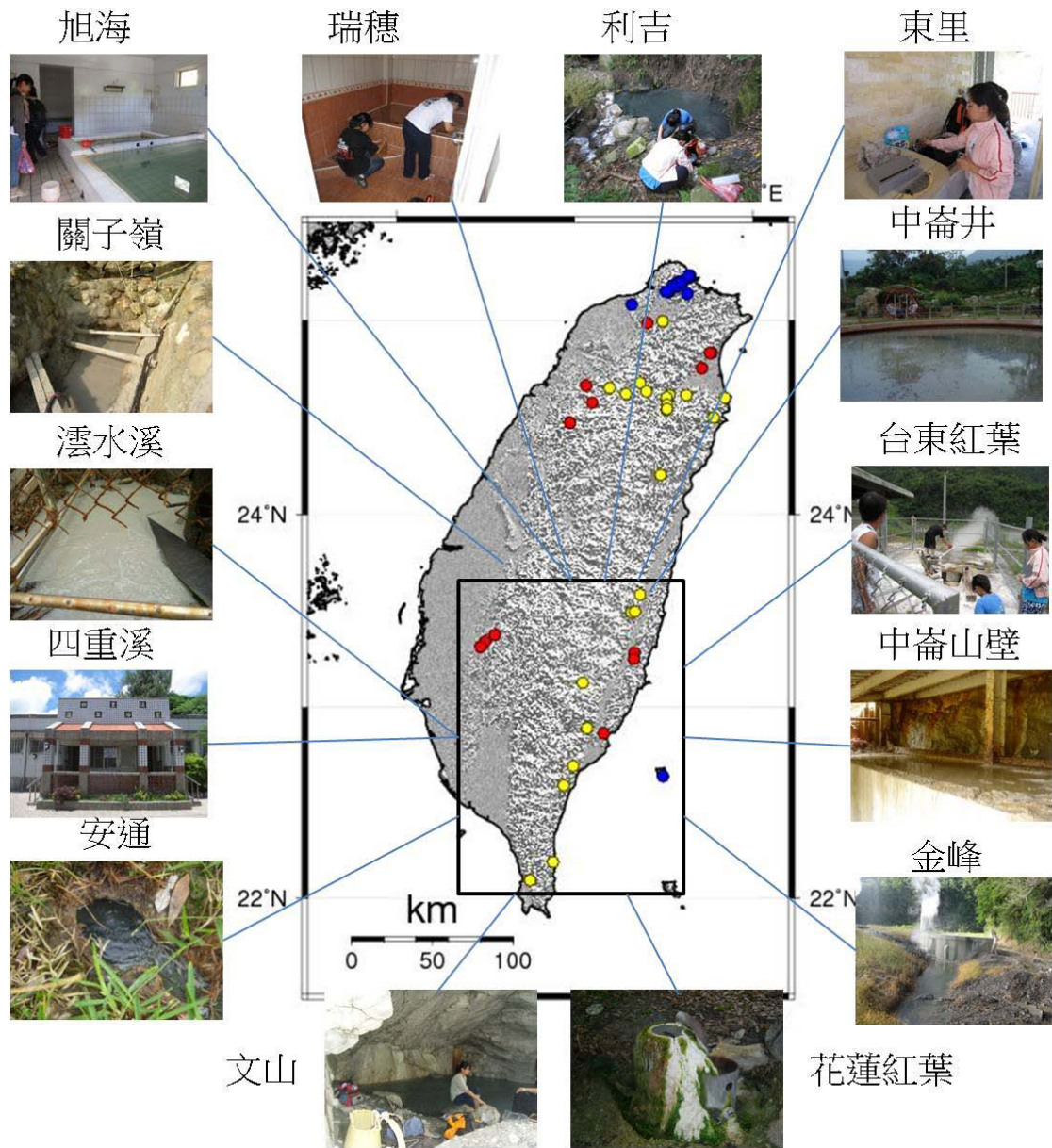


圖 2-4：台灣南區溫泉採樣點位分布圖。

表 2-3：台灣南區溫泉水化學與地質特徵

變質岩區溫泉（中央山脈板岩區）				
溫泉名稱	溫度（℃）	pH	EC（mS/cm）	出露地層/地層岩性
四重溪	57.1	8.27	2.05	中新世地層/板岩
旭海	46.5	7.38	2.10	中新世地層/板岩
知本	44.5	8.66	3.22	新高層、廬山層
金峰（一號井）	83.5	8.53	6.88	新高層、廬山層
火成岩區溫泉				
綠島	90.1	7.93	42.3	安山岩
沉積岩區溫泉（臺北盆地/西部麓山帶）				
中崙	50	7.68	36	中新世地層/泥質砂岩
漂水溫泉	29.7	8.27	37.6	中新世地層/泥質砂岩
關子嶺	78.3	8.21	14.93	上新世地層/泥質頁岩
六重溪	33.1	8.23	8.78	中新世地層/泥岩
沉積岩區溫泉（海岸山脈）				
利吉	33.5	7.8	10.09	泥岩
安通	66.0	8.7	2.41	利吉層/外來凝灰角礫岩岩塊
東里	31.8	7.86	0.217	都巒山層與大港口層接觸面

附註：溫泉水溫與酸鹼度為本研究採樣時之測量結果，所屬地層、岩性和特殊地質現象之資料來源為宋聖榮、劉佳玫（2003）與陳柏淳（2005）。

# 第四章 實驗室分析

## 4.1 樣本前處理

### 4.1.1 水化學樣本

水化學樣本主要分析水中陰陽離子成分，在現地過濾後分裝為三瓶，帶回實驗室作 pH 值測量、陰陽離子濃度測量。台灣溫泉溫度及 pH 值範圍均廣，尤其大屯火山區部分溫泉溫度常常超過 70°C，也就是 pH 計的運作溫度範圍，故現地測量值無法準確。雖帶回實驗室再行量測會因氫氧根與陽離子反應及矽化物沉澱而有 pH 值酸化的可能(Arnorsson et al., 2006)，但為量測條件相同，水樣統一冷卻至室溫再行測量。因此本研究 pH 值僅代表該溫泉相對的酸鹼度（即火山地區仍大多為酸性、變質岩區大多為鹼性），準確度在此不作討論。

陰陽離子測量樣本統一放置於 4°C 冰箱保存。陽離子另行加入 0.5c.c. 的濃硝酸（80vol.%），將樣本酸化至 pH 值小於 2 再放入冰箱。陽離子主要分析離子為鈉（Na<sup>+</sup>）、鉀（K<sup>+</sup>）、鎂（Mg<sup>2+</sup>）、鈣（Ca<sup>2+</sup>）和錳（Mn<sup>2+</sup>）、鐵（Fe<sup>2+</sup>+Fe<sup>3+</sup>）、鋇（Sr<sup>2+</sup>）、鋇（Ba<sup>2+</sup>）。陰離子主要分析氟（F<sup>-</sup>）、氯（Cl<sup>-</sup>）、溴（Br<sup>-</sup>）、硝酸根（NO<sub>3</sub><sup>-</sup>）、磷酸根（PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>）和硫酸根（SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>），以及利用自動滴定儀計算水中鹼度（HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>）。

### 4.1.2 一般溶解氣體樣本

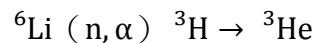
因溫泉水溫度較室溫高，自現地帶回水樣會因溫度降至室溫，體積變小，使瓶內上部空間成負壓，可觀察到塞蓋（Septa）下凹之現象。為使瓶內壓力與大氣壓平衡，統一打入載氣（氮氣）5c.c. 至瓶內，若超過一大氣壓，同時用針孔移除部分水樣。進樣抽取氣體時，同時加入去離子水使瓶內壓力仍維持一大氣壓。每瓶樣本均僅進樣一次即不再使用，以避免空氣污染。

## 4.2 氦同位素分析

### 4.2.1 氦氣的來源

稀有氣體同位素 (Noble Gases Isotopes) 被廣泛的應用在各個領域，其中又以氦同位素 ( $^3\text{He}/^4\text{He}$ ) 最適合當作地球化學示蹤劑。舉凡定年、岩石成因、天文學，水文，地震，大地構造，斷層及火山活動等，皆有長足的發展。國內自 1997 年在台灣大學地質科學系成立稀有氣體研究室以來，已有許多著作發表，探討台灣地區天然逸氣來源的主要氣體及稀有氣體成分與其大地構造之意義(何孝恆，2003；楊燦堯，1998，1999，2000)。

氦氣化學性質極不活潑，有兩個穩定的同位素，分別是  $^3\text{He}$  與  $^4\text{He}$ 。 $^4\text{He}$  的含量比  $^3\text{He}$  約多 139 萬倍 (空氣值) (Clarke et al., 1976; Mamyrin et al., 1970)。幾乎所有陸源的 (terrestrial)  $^4\text{He}$  都來自長期的鈾鈷元素  $\alpha$  衰變，所以在富含鈾鈷元素的地殼中有大量的  $^4\text{He}$  存在。與  $^4\text{He}$  不同的是，幾乎所有的  $^3\text{He}$  都是原生的 (primordial)， $^3\text{He}$  可視為太陽系生成時所產生的元素，而在固體地球生成後，絕大多數的  $^3\text{He}$  都被封存在地球內部。地球上只有極少數來源可以產生  $^3\text{He}$ ，包括了太陽風、宇宙射線照射、星際微塵和隕石 (表 3-1)，比較特別的是鋰元素也有可能因為與中子及  $\alpha$  粒子反應而生成  $^3\text{He}$ ，其反應如下：



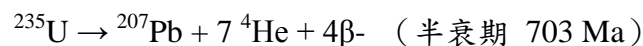
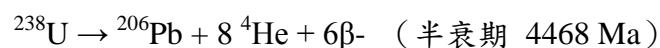
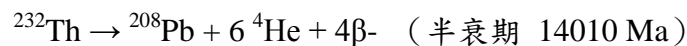
此為  $^6\text{Li}$  收到中子誘發 (neutron-induced) 所產生的核反應，原始產生核種為  $^3\text{H}$ ， $^3\text{H}$  是氫的放射性同位素，會進行  $\beta$  衰變產生  $^3\text{He}$ ，半衰期為 12.3 年，在地質時間的考量下，可視為立即發生。某些鋰含量高的礦物之中， $^3\text{He}/^4\text{He}$  的比值可以達到  $10Ra$  之上 ( $Ra$  為大氣中  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值， $1.39 \times 10^{-6}$ )。但在一般的地質材料之中，鋰含量甚少大於 1000ppm，故此反應只有在特殊的情況之下，例如樣本中鋰元素含量大於數千 ppm 時，才需要考慮。

表 4-1：宇宙射線成因的稀有氣體及其目標元素(Lal, 1988)

Isotopes	Half-Life (yr)	Main Targets
$^3\text{H}$	12.3 (decay to $^3\text{He}$ )	O, Mg, Si, Fe
$^3\text{He}, ^4\text{He}$	Stable	O, Mg, Si, Fe
$^{20}\text{Ne}, ^{21}\text{Ne}, ^{22}\text{Ne}$	Stable	O, Mg, Si, Fe
$^{36}\text{Ar}, ^{38}\text{Ar}$	Stable	Fe, Ca, K
$^{37}\text{Ar}$	35 days	Fe, Ca, K
$^{39}\text{Ar}$	269	Fe, Ca, K
$^{81}\text{Kr}$	$2.1 \times 10^5$	Rb, Sr, Zr
$^{78}\text{Kr}, ^{80}\text{Kr}, ^{82}\text{Kr}, ^{83}\text{Kr}$	Stable	Rb, Sr, Zr
$^{124-132}\text{Xe}$	Stable	Te, Ba, La, Ce, I

表 4-1 所列反應為樣本受到宇宙射線照射所產生的  $^3\text{He}$ 。這些射線最大可穿透地表一公尺，所以在地表一公尺深度之內的樣本理論上都有機會接受宇宙射線的撞擊。地質樣本大部分都富含氧、矽及鎂，當這些元素受到宇宙射線的撞擊時，會產生  $^3\text{He}$ ，故當樣本在地表暴露的夠久時，就有機會可以累積足量的  $^3\text{He}$ ，而改變其原生的訊號(Kurz, 1986; Sarda et al., 1993)。

相較於少數的反應可以產生  $^3\text{He}$ ，鈾鈷元素的衰變可以產生大量的  $^4\text{He}$ ，主要衰變反應如下：



由上列方程式可知，鈾鈷元素衰變會大量的產生  $^4\text{He}$ ，在某些鈾鈷元素富集的礦物及岩石中， $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值可以低於  $0.001Ra$ 。

## 4.2.2 氦同位素應用

氦氣同位素在地體構造的判定上十分有用，因為不同端源的地體構造的氦氣  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值差異非常大，可分成四大端成分探討：(如圖 4-1)

1. 大氣：大氣的  $^3\text{He}/^4\text{He}$  組成為  $5.22 \pm 0.0041\text{ppm}$  (Holland and Emerson, 1987)， $^3\text{He}/^4\text{He}$  為  $(1.399 \pm 0.013) \times 10^{-6}$ ，兩者均相當均一穩定。一般當成  $1Ra$  來當作比較基準。
2. 地殼：地殼富含鈾鈾元素，故  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值為  $0.01Ra$ 。
3. 中洋脊玄武岩 (MORB)：全球的 MORB 比值十分均一，為  $8 \pm 1Ra$ ，一般用  $8Ra$  當成 MORB 及上部地函的  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值。
4. 下部地函：下部地函的  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值大於  $30Ra$ ，代表地點為夏威夷及冰島，這兩個地點跟下部地函來的地函熱柱 (plume) 有密切相關。

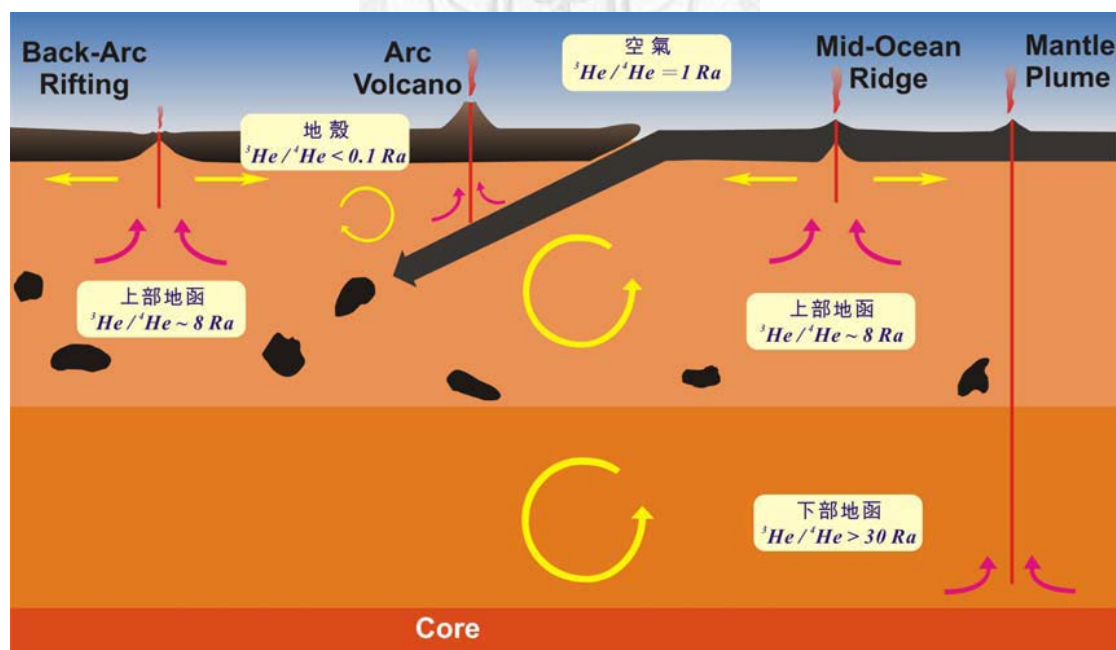


圖 4-1 各種地體構造中不同的  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值端元分布圖

氦同位素用在地球科學研究上有幾個優點：

1. 空氣中氦氣含量只有 5.24ppm，所以可以避免樣本受到空氣污染。
2. 氦氣化性不活潑，可以避免後期風化改變原有的氦氣訊號。
3. 各個端成分的  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值差異大，有利於區分不同的端成分。

大氣中的  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值非常的均一，所以在討論地殼與地函物質的比值變化時，常以大氣值當作參考值。一般的氦同位素表示方式為  $^3\text{He}$  量除以  $^4\text{He}$  量 ( $^3\text{He}/^4\text{He}$ )，並將其比值與空氣值做比較，以若干倍空氣比值( $Ra$ )表示。

在未脫氣 (undegassed) 的分層地球中，越往深處  $^3\text{He}$  的量越多，一般相信洋島玄武岩 (OIB) 是來自地函的較深處，所以在 OIB 的樣本中常可以發現極高的  $^3\text{He}$  對  $^4\text{He}$  比值 ( $>30Ra$ )。而上部地函以中洋脊玄武岩 (MORB) 所分析的數值為代表，全世界的 MORB 分析結果非常的均一，介在 7 到 9 $Ra$  之間 (如圖 3-1)，所以一般以 8 $Ra$  當作上部地函的氦同位素比值特徵。地殼因為富含鈾鈾元素，多放射性氦四來源，故  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值比空氣低約為 0.01 $Ra$ 。

特別的是，氦同位素與其他同位素不同，根據前人實驗，隱沒板塊之沈積物中所含的氦氣大多在隱沒作用初期即會釋放，不會被攜帶至地函楔深處(Hilton et al., 1992)，所以並無法大幅度改變地函楔的氦同位素比值。利用氦氣這個特性，我們就可以很容易看出岩漿在從地函上升的過程中是否有地殼氦氣的加入，如果有地殼混染的情形，那麼同位素比值將會因為地殼的低值而被拉低；反之，則將會是接近典型上部地函值的 8 $Ra$ 。

### 4.2.3 使用儀器

本研究所使用的質譜儀為英國 Micromass 公司所生產的磁場式氣態離子源稀有氣體質譜儀（型號為 MM5400），離子轉彎半徑 27cm，轉彎角度為  $90^\circ$ 。具有大於 600 的解析度（resolution），可以有效的把  $3\text{He}^+$  和  $\text{HD}^+$  分開，避免累加干擾。並具有低背景值，低偵測極限（ $10^{-12}\text{ccSTP of } 4\text{He}$ ）和平頂峰型（flat peak shape）等優點。搭配有三種偵測器，分別是法拉第杯（Faraday Cup），光子倍增器（Daly Photo-multiplier）及離子計數倍增器（Ion-Counting multiplier），可針對不同含量的稀有氣體進行分析。本實驗中  $^4\text{He}$  利用法拉第杯分析，法拉第杯使用標準的  $10^{10}$  歐姆電阻，可將  $10^{-10}$  安培的電流轉成 1 伏特的輸出電壓。 $^3\text{He}$  利用離子計數倍增器分析，此一倍增器使用 1011 歐姆電阻，可將  $10^{-10}$  安培的電流轉成 10 伏特的電壓輸出（圖 4-2）。

實驗結果利用人工合成的 HESJ（Helium Standard of Japan），為  $20.63 \pm 0.10$  倍  $3\text{He}/4\text{He}$  大氣比值標準氣體（Matsuda et al., 2002）及標準空氣進行校正，在稀有氣體量充足的條件之下，分析誤差皆在 5% 以下（ $1\sigma$ ），適合用於所有的稀有氣體同位素之測定（楊燦堯，2000）。

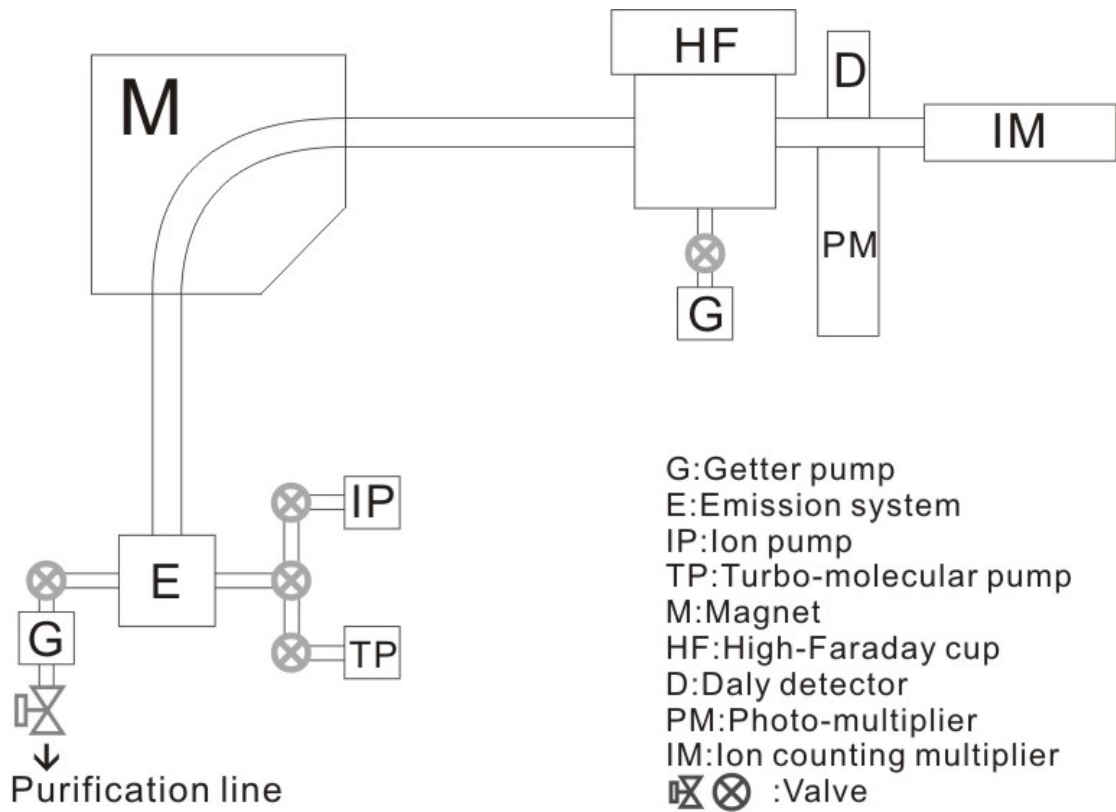


圖 4-2 MM5400 稀有氣體質譜儀示意圖。

## 4.2.4 氦氣純化原理

稀有氣體質譜儀分析時，標本的進氣量要在  $10^{-6}$  torr 以下。因為太大量的氣體會加速燈絲及接收器耗損，並使超高真空難以維持。再者，如果具有相同質荷比 (m/e)，不同氣體之間可能會產生相同的訊號而在分析時互相干擾。因此，若欲進行成功的稀有氣體同位素分析，在樣本進入質譜儀分析之前，要先經過數個階段的純化步驟，以去除其他活性氣體成分。

本研究使用自動化的氣體純化管線系統(吳念儒，2009)，搭配電腦程式來控制其動作，可以確保每次純化步驟及流程時間的一致性，並免除人為實驗過程所造成的失誤及不同人員所造成的操作上的差異(如圖 4-3)。這套純化管線使用 Swagelok©公司所生產之氣壓式自動金屬真空閥，搭配全金屬之管線，包括各管線零組件間的接縫部分也是以無氧銅作為封合的材料，經過高溫的烘烤去除水氣等揮發物之後可以達到超高真空狀態，金屬管線除了可以耐高溫 (~120°C) 烘烤之外，還有低氣體滲透率的優點，可以有效阻擋滲透力強的氦氣進入，影響分析的準度與精度。

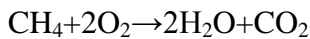
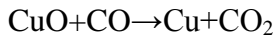
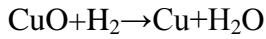
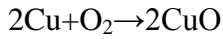
純化線之配置及各段管線體積如圖 xx。整個管線一共配置了二個活性碳冷卻阱、一個 400°C 銅-氧化銅高溫爐、二個 700°C 鈦金屬棉高溫爐、一組鋁鋅合金吸附幫浦，分別為 400°C 及常溫 25°C 及一組超低溫冷凍吸附幫浦，吸附並去除氣體樣本中的活性氣體 (active gas)。以上裝置之純化原理試說明如下：

### 1. 活性碳冷卻阱 (Cold trap with charcoal)：

活性碳是一種多孔性的含碳物質，有很強的吸附能力，可以進一步吸附剩餘的水氣，在 -79°C (乾冰+酒精) 的低溫時可以吸附氦、氖、氬以外的氣；在 -196°C (液態氦) 的低溫時可以吸附氦、氖以外的氣，利用這個特性，我們可以将氫、氬、氫等稀有氣體吸附分離。

### 2. 銅-氧化銅高溫爐 (Cu-CuO furnace)：

銅及氧化銅金屬在 400°C 高溫下會與週遭氣體產生下列反應，吸附氫氣、氧氣及部分一氧化碳與甲烷，但反應會產生水和二氧化碳 所以要跟 U-trap 及活性碳冷卻阱一起使用。



U 形管 (U-trap)：

利用低溫時水氣及二氧化碳會凝結的特性，在管線中設置一個向下彎曲的 U 形管，並在管外罩液態氮或乾冰冷卻，當氣體凝結後，會因為重力的關係，陷在 U 形管中，不會再往前進，可以達到去除大部分的水氣、二氧化碳的目的。

3. 鈦金屬棉高溫爐 (Ti-Sponge)：

加高溫至 700°C 時會吸收活性氣體，包括氮氣、氧氣、二氧化碳及碳氫化合物。

4. 鋯鋁合金吸附幫浦 (Zr/Al alloy getter)：

搭配有兩組，其中一組至於室溫之中，可吸附氫氣，另一組加熱至 400°C，可進一步吸收殘餘之少量 N<sub>2</sub>、O<sub>2</sub>、CO<sub>2</sub>、C<sub>x</sub>H<sub>y</sub> 等活性氣體。

5. 超低溫冷凍吸附幫浦 (Cryogenic pump with charcoal trap) (Lott, 2001)：

以液態氮為冷媒，經過壓縮機不斷的壓縮釋放，可以使溫度達到 9K，且幫浦中填有活性炭，在此低溫之下，純化線中剩下未經純化的稀有氣體，都可吸附在活性炭中 (Lott, 2001)，稀有氣體之吸附曲線如圖 3-4。

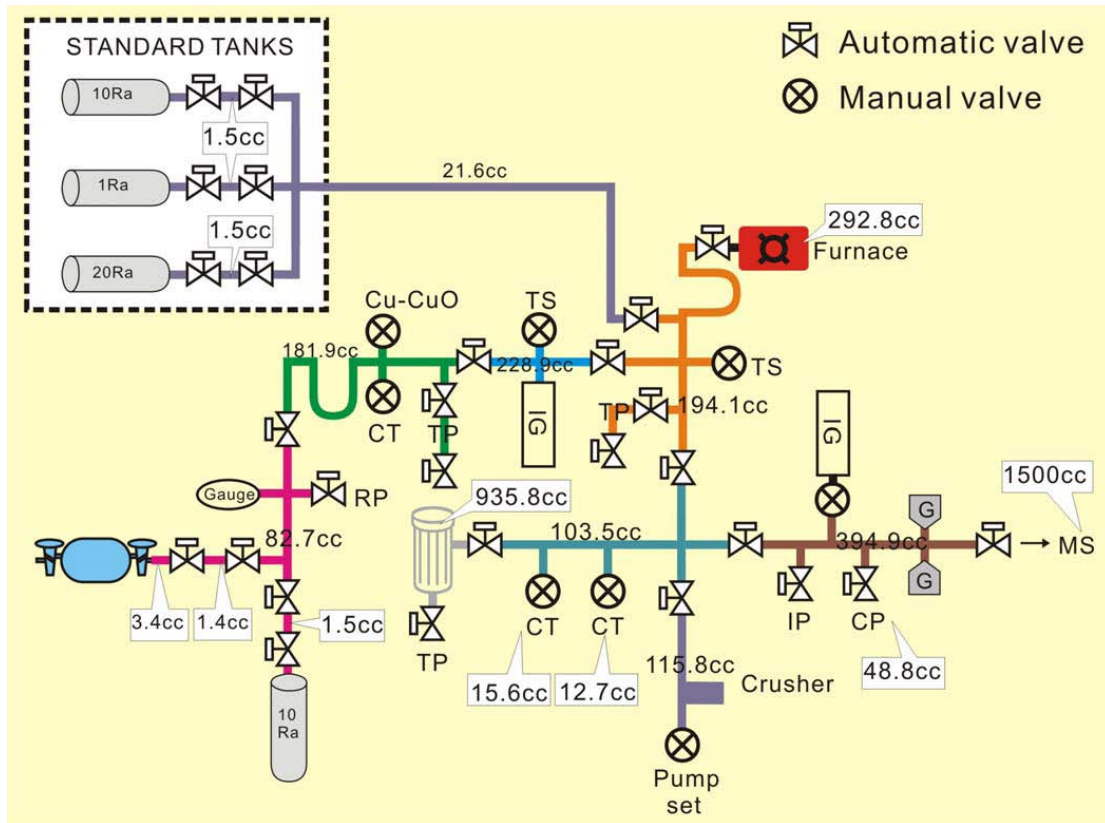


圖 4-3：純化線之配置及各段管線體積

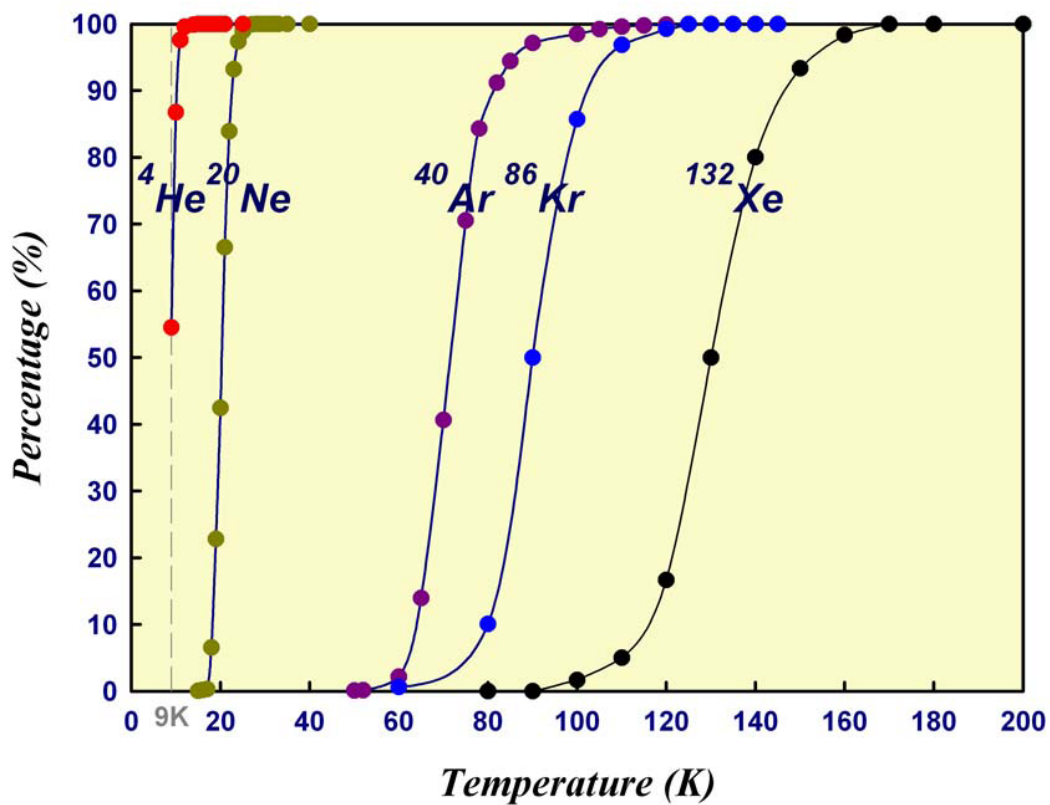


圖 4-4：稀有氣體之吸附曲線

## 4.2.5 儀器誤差與校正

稀有氣體質譜儀之氦氣同位素比值分析必須考慮到三種誤差，分別是樣本實驗誤差、校正氣體誤差及系統長期誤差，樣本實驗誤差及校正氣體誤差可由單次分析得知，系統長期誤差必須經由長時間的反覆分析校正氣體求得。校正氣體包括標準空氣（Air）及人工合成之20倍大氣比值標準氣（20R<sub>A</sub>）。而樣本<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He比值整體誤差值為：

$$\sqrt{(\text{樣本實驗誤差})^2 + (\text{校正氣體誤差})^2 + (\text{系統長期誤差})^2}$$

本研究在氦四含量的校正上使用空氣值，而<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He的比值校正使用20倍大氣比值標準氣體HESJ。表4-2為2010年上半年的長期分析結果，其中列出校正氣體的誤差。其系統長期誤差分別為空氣3.05%及HESJ2.82%。

表4-2：2010年1月至3月之校正樣本分析值（光子倍增器Daly Photo-multiplier）

Sample Date	1R <sub>A</sub> (Air)			20R <sub>A</sub>			20R <sub>A</sub> /AIR
	[ <sup>4</sup> He] (V) *	<sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> He (1E-04)**	Error (±1σ)	[ <sup>4</sup> He] (V) *	<sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> He (1E-04)**	Error (%)	
2010/1/27	5.92	0.92	1.08	4.18	19.8	0.41	21.59
2010/1/28	5.2	0.95	1.14	4.08	19.6	0.69	20.74
2010/1/29	4.79	1	0.99	4.27	20.32	0.63	20.28
2010/2/1	5.13	0.98	1.19	4.31	20.25	0.26	20.6
2010/2/2	5.23	0.91	1.04	4.15	19.58	0.4	21.57
2010/2/3	4.73	0.94	1	4.09	19.95	0.48	21.13
2010/2/4	5.15	0.95	1.1	4.19	20.1	0.38	21.08
2010/2/5	5.25	0.91	1.46	4.88	18.28	0.4	20.01
2010/3/18	4.82	0.97	0.89	4.28	19.81	0.45	20.49
2010/3/23	5.71	0.94	0.62	4.87	19.76	0.34	21.1
2010/3/24	5.69	0.95	0.77	4.89	20.18	0.3	21.27
<b>AVG</b>	<b>5.24</b>	<b>0.94709</b>		<b>4.38</b>	<b>19.78</b>		<b>20.9</b>
<b>STDV</b>	<b>0.39</b>	<b>0.03</b>		<b>0.33</b>	<b>0.56</b>		
<b>Error</b>	<b>7.53%</b>	<b>3.05%</b>		<b>7.47%</b>	<b>2.82%</b>		

\*：質譜儀訊號電壓值 \*\*：未經校正的<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 原始比值

## 4.3 感應耦合電漿質譜儀

陽離子的分析工作所使用的儀器為中正大學地球與環境科學系呂學諭老師實驗室之感應耦合電漿原子發射光譜儀（Inductively coupled plasma atomic emission spectrometry; ULTIMA 2, HORIBA John Yvon）。所測定的主要陽離子，包括  $^{23}\text{Na}$ 、 $^{24}\text{Mg}$ 、 $^{39}\text{K}$ 、 $^{44}\text{Ca}$ 、 $^{55}\text{Mn}$ 、 $^{56}\text{Fe}$ 、 $^{88}\text{Sr}$ 、 $^{137}\text{Ba}$ 。分析誤差及偵測極限如表 4-3 所示：

表 4-3：感應耦合電漿原子發射光譜儀分析誤差及偵測極限

元素	儀器偵測極限 (ppb)	檢量線偵測極限	分析誤差
$^{23}\text{Na}$	10	100ppb-10ppm	>2.04%
$^{24}\text{Mg}$ & $^{26}\text{Mg}$	4	40ppb-10ppm	>4.06%
$^{39}\text{K}$	10	100ppb-10ppm	>2.62%
$^{44}\text{Ca}$	10	100ppb-10ppm	>3.69%
$^{55}\text{Mn}$	4	40ppb-10ppm	>5.34%
$^{56}\text{Fe}$	4	40ppb-10ppm	>1.42%
$^{88}\text{Sr}$	4	40ppb-10ppm	>0.1%
$^{137}\text{Ba}$	10	100ppb-10ppm	>1.99%

水樣都已經過酸化（每 100c.c.水樣使用 80%硝酸 0.5c.c.），進樣後若水樣濃度超過檢量線極限則重新稀釋進樣。其中 Mg 濃度為  $^{24}\text{Mg}$  與  $^{26}\text{Mg}$  同時測，小於 500ppb 使用  $^{26}\text{Mg}$  的數據，大於 500ppb 使用  $^{24}\text{Mg}$  的數據。

## 4.4 氣相層析儀

本研究的一般氣體分析工作所使用儀器為氣相層析儀 (Gas chromatography)，型號為 SRI 8610-C，其中共有三個偵測器；火焰離子化偵測器 (Flame ionization detector, FID) 和 2 個熱傳導偵測器 (Thermal conductivity detector, TCD)。依設定需要可將實驗方法分成三類，說明如下：(江政鴻，2002；李曉芬，2004)

1. FID 使用  $H_2$  作為載流氣體，管柱為 MS-13X，可分析樣品中  $CH_4$ 、CO 和  $CO_2$  的成分。 $CH_4$  個別樣本的準確度 (量測值之間接近的程度) 誤差低於 1.7%，精確度 (量測值與真實值的接近程度) 誤差低於 2.26%，偵測極限為  $4.7 \times 10^{-11}$  mmol/c.c.STP。 $CO$  個別樣本的準確度誤差低於 1.3%，精確度誤差低於 3.02%，偵測極限為  $5.0 \times 10^{-7}$  mmol/c.c.STP。系統誤差小於 5%。
2. 其中一個 TCD 使用  $H_2$  作為載流氣體，管柱為 Hayesep-D，可分析樣品中 Ar 和  $N_2$  的成分。Ar 個別樣本的準確度誤差低於 0.7%，精確度誤差低於 6.35%，偵測極限為  $3.5 \times 10^{-6}$  mmol/c.c.STP。 $N_2$  個別樣本的準確度誤差低於 5.3%，精確度誤差低於 7.74%，偵測極限為  $3.9 \times 10^{-6}$  mmol/c.c.STP。系統誤差小於 5%。
3. 另一個 TCD 則是使用 Ar 作為載流氣體，管柱為 MS-5A，可用來分析  $O_2$ 。個別樣本的準確度誤差低於 2.6%，精確度誤差低於 5.56%，偵測極限為  $6.7 \times 10^{-6}$  mmol/c.c.STP。系統誤差小於 5%。

所使用之閥門進樣系統採直接注射進樣，進樣迴路的體積為 1 ml。溫度設定方面，管柱所在的烘箱加熱器利用階段式升溫程式，使得最慢析出的乙烷波峰提前析出來縮短作業時間。起始溫度設定在  $50^\circ C$ ，保持 8 分鐘後以  $80^\circ C/min$  的速率升溫至  $250^\circ C$ ，分析一個標本需時 18 分鐘。測量時依所測量氣體之需要開啟不同偵測器。

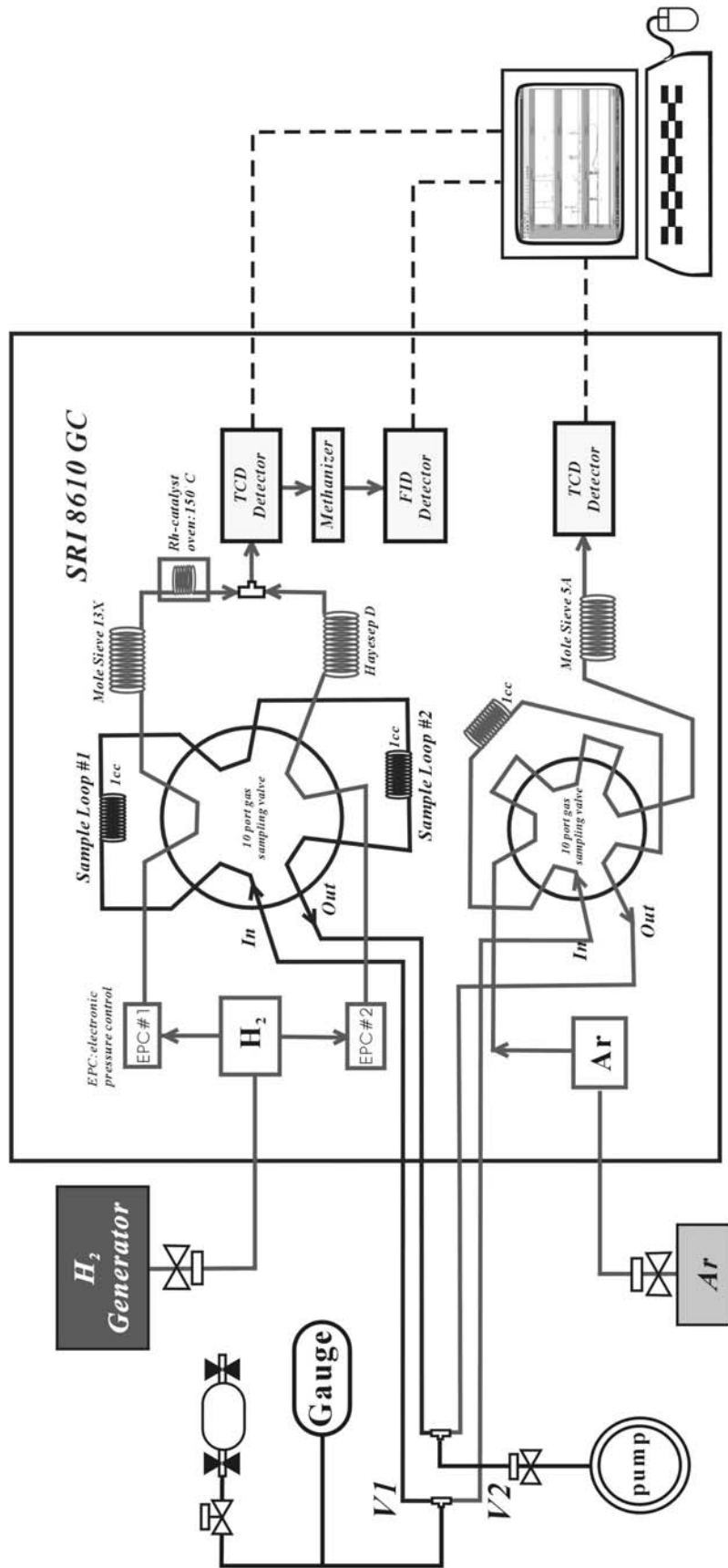


圖 4-5：氣相層析儀配置圖(李曉芬，2004)

#### 4.4.1 檢量線測定

本研究使用配置好的標準樣建立檢量線。標準樣有四種，分別為 SG、SSG、SSSG 及空氣，以 0.5、1、2、3、4、5c.c. 等不同體積進樣量測毫莫耳數。不同標準樣所含氣體種類、含量如表 4-4 所示。

表 4-4：各氣體標準樣含量

成份	SG	SSG	SSSG	Air
CH <sub>4</sub>	10%	1%	1000ppm	1.76ppm
CO <sub>2</sub>	10%	1%	1000ppm	350ppm
CO	0.1%	N.A.	N.A.	N.A.
C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	1%	1000ppm	100ppm	N.A.
C <sub>3</sub> H <sub>8</sub>	N.A.	1000ppm	100ppm	N.A.
He	balance	balance	balance	5.24ppm
O <sub>2</sub>	5%	N.A.	N.A.	20.95%
N <sub>2</sub>	10%	N.A.	N.A.	78.08%
Ar	0.1%	N.A.	N.A.	0.93%

N.A.表示標準品無此成分或大氣中過少不量測此成分

針對建立 CH<sub>4</sub>、CO<sub>2</sub>、O<sub>2</sub>、N<sub>2</sub>、Ar 建立檢量線，回歸係數都在 0.99 以上，如圖 4-6 所示：

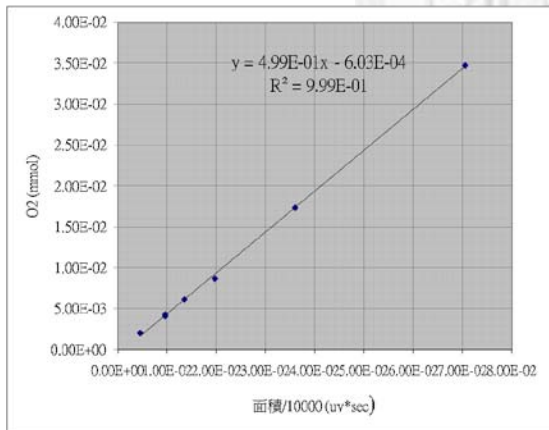
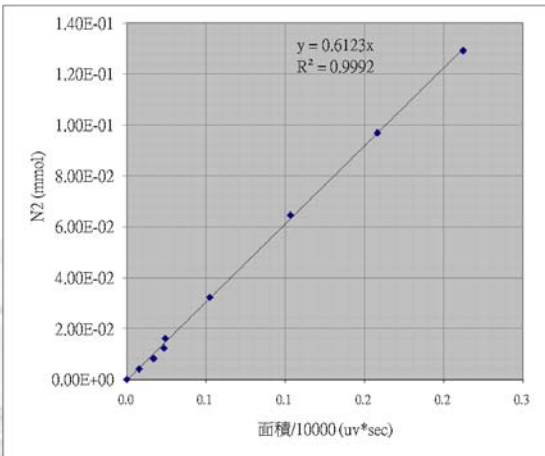
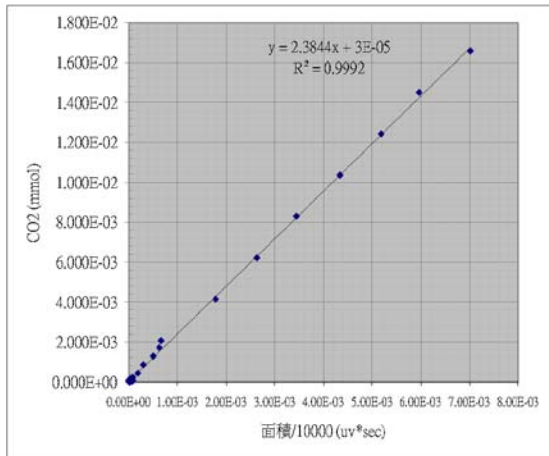
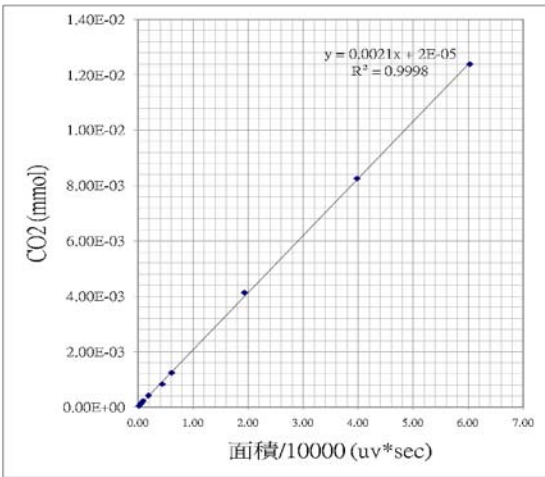
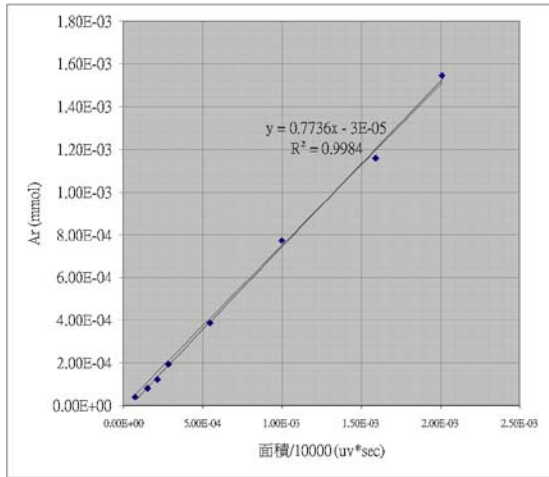


圖 4-6：CH<sub>4</sub>、CO<sub>2</sub>、O<sub>2</sub>、N<sub>2</sub>、Ar 檢量線

## 4.5 液相層析儀

回到實驗室後，將以離子層析儀（IC，Metrohm 882 Personal）來分析溶液中的氯離子、硫酸根離子濃度。離子層析儀的原理是使待測的容易通過充填樹脂之分離管，離子會與樹脂發生交換作用吸附在自由基上，藉由流洗液不停的沖提，離子有機會變成自由離子，在不斷的被吸附和沖提。此時，對樹脂親和力越大的離子越容易依附在交換基上，越難沖提，因此親和力越大的離子通過分離管的時間就越長。測量每個離子的波峰面積便可以做定量和定性的分析。表 4-5 為離子層析儀偵測極限。

表 4-5：離子層析儀偵測極限

[μg/L]	Ref	883	882	850	[μg/L]	Ref	883 no acid	883 acid	882 no acid	882 acid	850 *
Fluoride	0.8	0.22	0.24	0.20	Lithium	0.3	0.12	0.19	0.17	0.15	0.16
Chloride	1.0	0.22	0.34	0.29	Sodium	1.6	0.86	0.91	0.43	0.73	0.26
Nitrite	1.2	0.73	0.36	0.27	Ammonium	1.9	1.06	0.85	0.89	0.51	0.32
Bromide	0.9	0.99	0.28	0.52	Potassium	5.5	2.34	2.89	1.45	3.13	1.82
Nitrate	2.1	0.96	1.28	0.57	Magnesium	1.6	*	2.24	*	1.21	1.78
Phosphate	0.9	1.36	0.98	0.97	Calcium	5.1	*	1.12	*	0.84	3.07
Sulfate	0.7	1.21	0.30	0.52							

## 4.6 滴定儀

溫泉水中的  $\text{CO}_2$  濃度是使用自動滴定儀來測定，型號為 Metrohm 702 SM Titron。當 pH 值介於 3.8-8.3 時， $\text{CO}_2$  在鹼液中會溶解形成  $\text{CO}_3^{2-}$ ，在溶液中以  $\text{HCO}_3^-$  存在。而當 pH 值大於 8.3 時， $\text{CO}_2$  在溶液中以  $\text{CO}_3^{2-}$  形式存在。我們使用 0.1N HCl 來滴定 pH=8.3 至 3.8 的  $\text{HCO}_3^-$  含量，因此可以推算出溶入鹼液中的  $\text{CO}_2$  的含量。使用自動滴定儀量測水中碳酸氫根含量前，必須先量測水的 pH 值，再逐漸加入 0.1 N 的 HCl，以電極測量水中電壓的改變。若是水中 pH 值大於 8.3 時，會有碳酸根會和鹽酸反應生成碳酸氫根，所以必須扣除這些後來所產生的碳酸氫根，才是原本溶液中碳酸氫根的量。

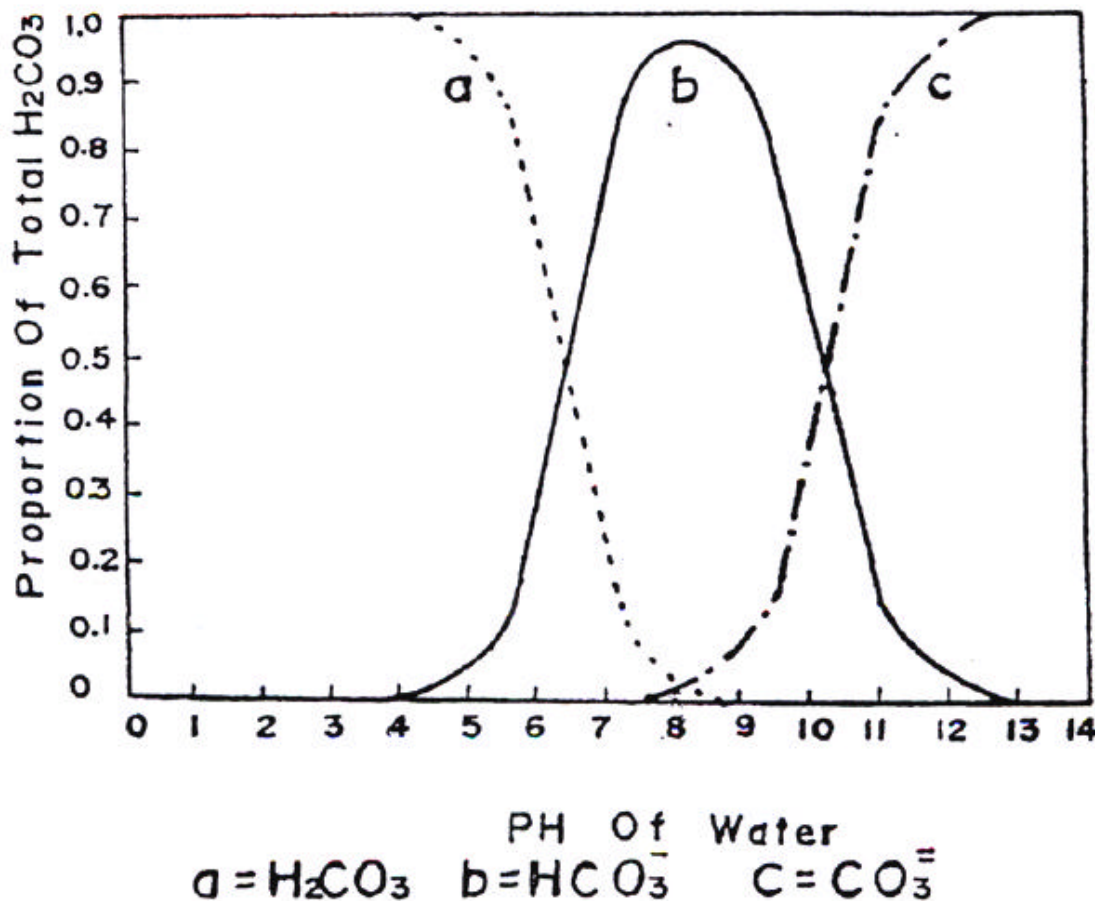


圖4-7：水溶液中 pH 值與  $\text{H}_2\text{CO}_3$ 、 $\text{HCO}_3^-$ 、 $\text{CO}_3^{2-}$  含量比之關係

# 第五章 結果

## 5.1 陰陽離子分析結果

在前人研究中，以離子成分可將台灣122處溫泉分類，如表5-1所示。

表5-1：台灣溫泉分類(宋聖榮、劉佳玫，2003)

分類	細分類	主要離子	所在岩區	pH 值	備註
碳酸鹽泉	碳酸氫鈉泉	$\text{Na}^+$ 、 $\text{HCO}_3^-$	變質岩區	7~10	少數位於沉積岩
	碳酸氫鈣鈉泉	$\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+}$ $\text{HCO}_3^-$	變質岩區	7~8	
	硫酸鹽	$\text{Na}^+$	變質岩區	7~8	有 $\text{H}_2\text{S}$ 氣體伴生
	碳酸氫鈉泉	$\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^-$			
	氯化物	$\text{Na}^+$	變質岩區	6~7	
碳酸氫鈉泉	$\text{HCO}_3^- \geq \text{Cl}^-$				
硫酸鹽泉	酸性硫酸鹽泉	$\text{H}^+ \geq$ 任一離子	大屯山區	1~3	可能來自火山氣體、硫化物氧化、蒸發鹽類、海水與原生水等
	中性硫酸鹽泉	$\text{Ca}^{2+} \geq \text{Na}^+$ $\text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^-$	變質岩區	6~7	
氯化物泉	碳酸氫鈉	$\text{Na}^+$	沉積岩區	8~9	海相沉積的油田地區
	氯化物泉	$\text{Cl}^- > \text{HCO}_3^-$			
	酸性硫酸鹽	$\text{H}^+ > \text{Na}^+$	大屯山區	1~4	
	氯化物泉	$\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$			
中性硫酸鹽	$\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+$	沉積岩區	8~9	NaCl 含量大	
氯化物泉	$\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$				

詳細分類方式請參照附錄。

依此分類方式，本研究所採集的溫泉水亦可分為以下幾類：

表5-2：台灣部分溫泉分類

分類	細分類	主要離子	所在岩區	pH 值	點位
碳酸鹽泉	碳酸氫鈉泉	$\text{Na}^+$ 、 $\text{HCO}_3^-$	變質岩區 沉積岩區	7~10	台東紅葉、金峰、清水、花蓮紅葉、天狗溪、仁澤、多望溪、四重溪、旭海、安通、中崙、關子嶺、湮水、利吉、中崙山壁
	碳酸氫鈣鈉泉	$\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+}$ $\text{HCO}_3^-$	變質岩區	7~8	新興、排骨溪、蘇澳
	碳酸鹽泉	$\text{Na}^+ \cong \text{Mg}^{2+} \cong \text{Ca}^{2+}$ $\text{HCO}_3^- \cong \text{Cl}^-$	大屯山區	3~5	媽祖窟、硫磺谷
	氯化物 碳酸氫鈉泉	$\text{Na}^+$ $\text{HCO}_3^- \cong \text{Cl}^-$	變質岩區	6~7	碧侯
硫酸鹽泉	鹼性硫酸鹽泉	$\text{Na}^+$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$	沉積岩區	7~8	東里
	酸性硫酸鹽泉	$\text{H}^+ \geq \text{任一離子}$ $\text{Ca}^{2+} \geq \text{Na}^+$	大屯山區	1~3	湖山、馬槽、冷水坑、中山樓、八煙社寮、庚子坪、大油坑、綠島*
氯化物泉	碳酸氫鈉 氯化物泉	$\text{Na}^+$ $\text{Cl}^- > \text{HCO}_3^-$	沉積岩區	8~9	員山、礁溪
	酸性硫酸鹽 氯化物泉	$\text{H}^+ > \text{Na}^+$ $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$	大屯山區	1~4	金山、磺港、龍鳳谷、大埔、地熱谷
	中性 氯化物泉	$\text{Na}^+$ $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$	沉積岩區	7~8	富源

\*綠島 $\text{Na}^+ \cong \text{Ca}^{2+}$

\*\*小油坑 $\text{Cl}^- \cong \text{HCO}_3^- \cong \text{SO}_4^{2-}$ ，無法分類。

## 5.2 各岩區結果

### 5.2.1 火成岩區

火成岩區溫泉的離子分布是三大岩區中較複雜的，因其下岩漿庫活動，水源溫度高，加上火山氣體（例如硫化氫、硫酸鹽類）多酸性，使得 pH 值過低，碳酸鹽類（包括  $\text{HCO}_3^-$ 、 $\text{CO}_3^{2-}$ ）無法溶解在水中而變成二氧化碳逸失於大氣。在此狀況下，利用直接滴定法測定鹼度只能測定溶於水中的碳酸氫根，由圖 5-1 可知大部分點位滴定时找不到當量點，碳酸氫根濃度為零。在此情形下，火成岩區溫泉可分類為三類（見表 5-2）：一以硫酸鹽來源為主，一以氯鹽為主，大部分溫泉在此兩端元連線上。少部分有碳酸鹽類來源，猜測是天水混合的結果。溫度與 pH 值沒有特定分布，陽離子來源三者均有（鈉+鉀、鈣、鎂離子）。



# Piper Plot

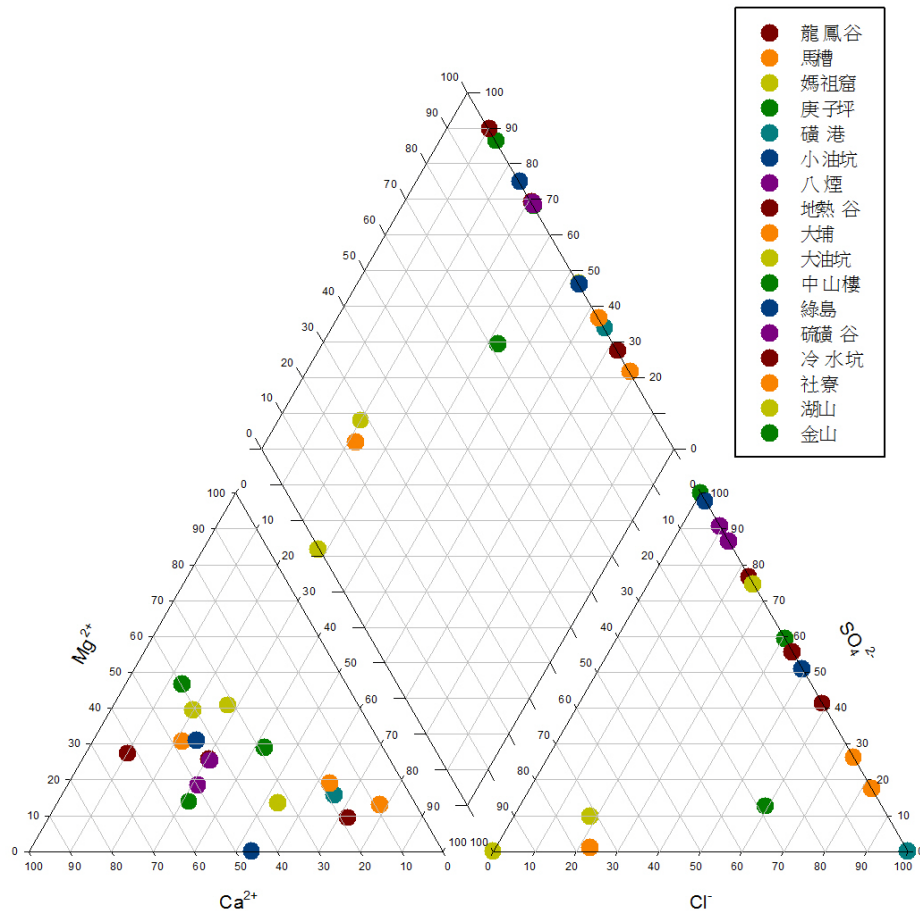


圖 5-1：火成岩區直接滴定 piper 圖

為偵測水中碳酸鹽類濃度（總鹼度），使用反滴定法，即先加入強鹼（氫氧化鈉）溶於水中，使 pH 值大於 8.3，與所有碳酸鹽類反應成  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  後再用自動滴定儀滴定。結果發現，陽離子的分布也有從富鈉鉀離子往鈣鎂離子移動的趨勢，此情形可能是天水影響，也可能是火山地區溫泉各離子濃度都大所致。陰離子的分布可以看出有硫酸鹽類、氯鹽為主兩種端成分，亦有兩端成分混合的情形。而以碳酸氫根為主的點位可能隱示該溫泉水僅在淺處循環，是以短時間內碳酸氫根仍保留於水中沒有逸散。

# Piper Plot

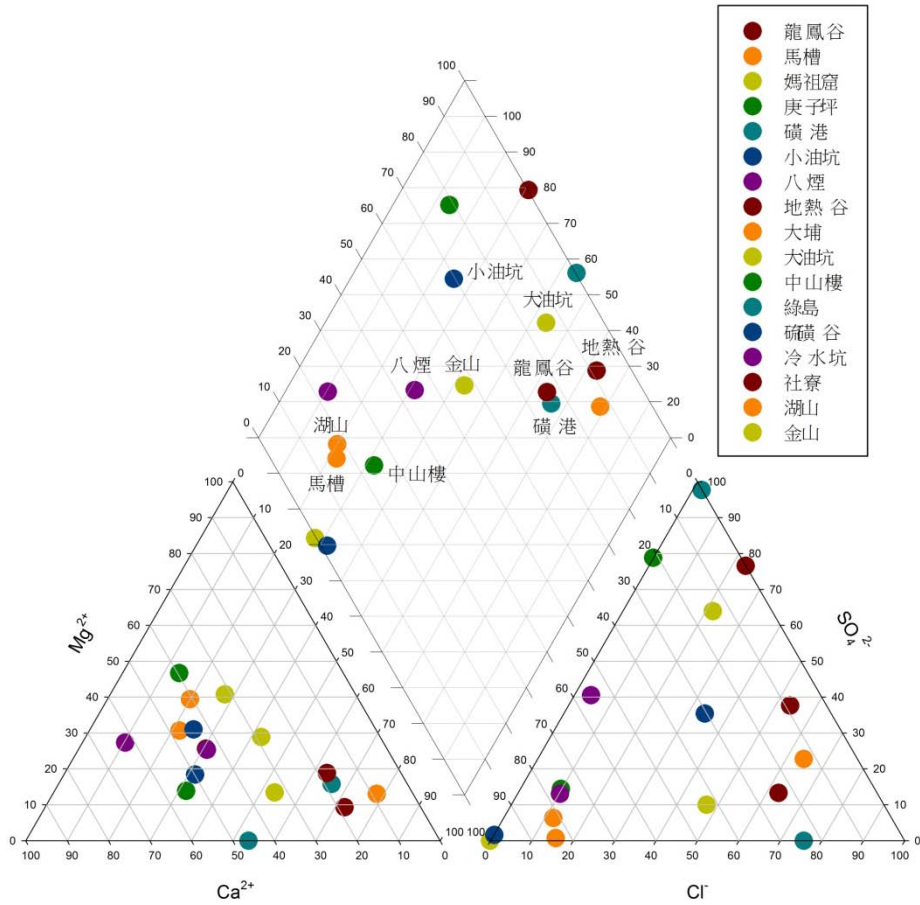


圖 5-2：火成岩區反滴定 piper 圖

在此情形下，分類火成岩區溫泉相對就困難許多。因為碳酸鹽類的加入，溫泉分類可有四大類：(圖 5-2) 硫酸鹽、氯鹽、碳酸鹽及三者混合。進一步使用 USGS 提供的 PHREEQCI 來計算溫泉水平衡狀態可能生成的礦物，再以沉澱礦物群的異同分類，可得表 5-3。PHREEQCI 可依使用者所有輸入資料來模擬可能產生的礦物，在此僅輸入以 piper 圖所繪之七種離子濃度，加上 pH 值、溫度值，由於缺少氧化電位資料，因此 pe 值均預設為 4。因輸入的離子種類少，模擬出的沉澱礦物僅供初步分類之用，等於用文字表示的 piper 圖，以求更能理解。若要確定真實情況產生之礦物則需實際的氧化還原電位值，以及更多的離子資料。

表 5-3：火成岩區 PHREEQCI 沉澱潛勢

分類	site	礦物相	特徵
第一類	龍鳳谷、庚子坪	Anhydrite	少氯
		Gypsum	多硫酸根、無碳酸根
第二類	小油坑、大油坑、地熱谷 八煙、大埔、綠島、社寮 中山樓、冷水坑、硫磺谷	Anhydrite	多氯離子
		Gypsum	多硫酸根
		Halite	無碳酸根
第三類	磺港	Halite	僅氯離子
第四類	馬槽、湖山、金山	Anhydrite	多硫酸根
		Aragonite	多氯離子
		Calcite, Dolomite	多碳酸根
		Gypsum, Halite	
第五類	媽祖窟	Aragonite	可包含在第四類中
		Calcite, Dolomite	

由表 5-3 可看出，水源有四種：多硫酸鹽、多氯鹽、硫酸鹽與氯鹽混合、硫酸鹽、碳酸鹽、氯鹽混合。分類與 piper 圖有相似結果，也就是主要有兩個來源—氯鹽與硫酸鹽，但碳酸鹽則看不出有單獨來源，僅混合時出現。可能是大屯山區溫泉水與天水混合後，循環至較深處，與地層水（氯或硫酸根離子多）混合較久，碳酸氫根被沉澱下來形成碳酸鹽礦物，而後再循環至地表，造成分類上的差異。

## 5.2.2 變質岩區

### Piper Plot

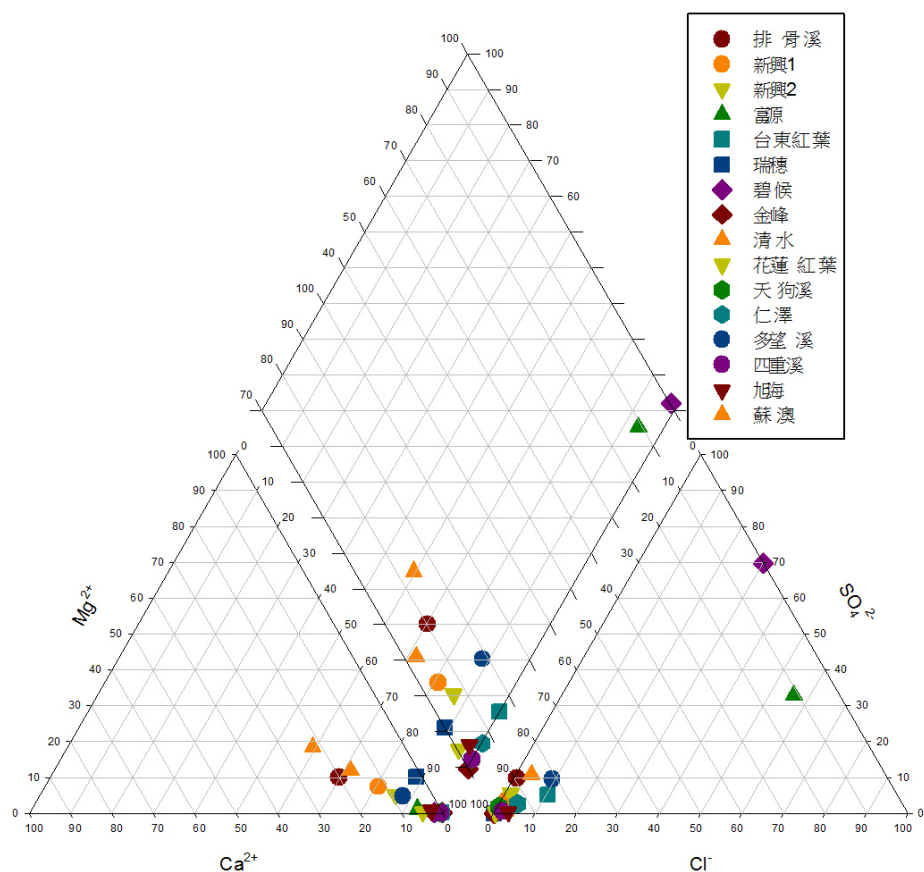


圖 5-1：變質岩區 piper 圖

變質岩區溫泉的陽離子從富含鈉+鉀離子（圖 5-1 左下三角形之右下）往鈣鎂離子移動。富含鈉、鉀離子表示水來自地層較深處，逐漸往淺處循環後鈣鎂離子成分增加，直至趨近天水成分，天水的離子成分均少，會落在三角形約中央位置。變質岩區多碳酸鹽類礦物，再加上淺層天水富含碳酸鹽類（包括  $\text{HCO}_3^-$ 、 $\text{CO}_2$ 、 $\text{H}_2\text{CO}_3$ ），陰離子成分大多以碳酸氫根為主，來源一致。樣本中僅碧候、富源的陰離子顯示有硫酸根來源，需要進一步探討。

進一步使用 USGS 提供的 PHREEQCI 來計算溫泉水平衡狀態可能生成的礦物，並加以分類(表 5-4)：

表 5-4：變質岩區 PHREEQCI 沉澱潛勢

分類	點位	礦物相	備註
第一類	新興、富源、清水、旭海	Anhydrite	可沉澱出
	仁澤、蘇澳、瑞穗、金峰	Aragonite	Aragonite、
	天狗溪、多望溪、四重溪	Dolomite、Halite	Calcite、
	花蓮紅葉、排骨溪	Gypsum、Calcite	Dolomite
第二類	碧侯	Anhydrite	無碳酸氫根
		Gypsum	
		Halite	

由表 5-4 可看出，變質岩區水源主要可分為兩類：一類為碳酸氫根多，且可沉澱出碳酸鹽類礦物（如 Aragonite、Calcite、Dolomite），此類點位眾多，大部分都為此類；一類則缺少碳酸氫根，主要以氯離子、硫酸根為主，此類僅碧侯。



### 5.2.3 沉積岩區

#### Piper Plot

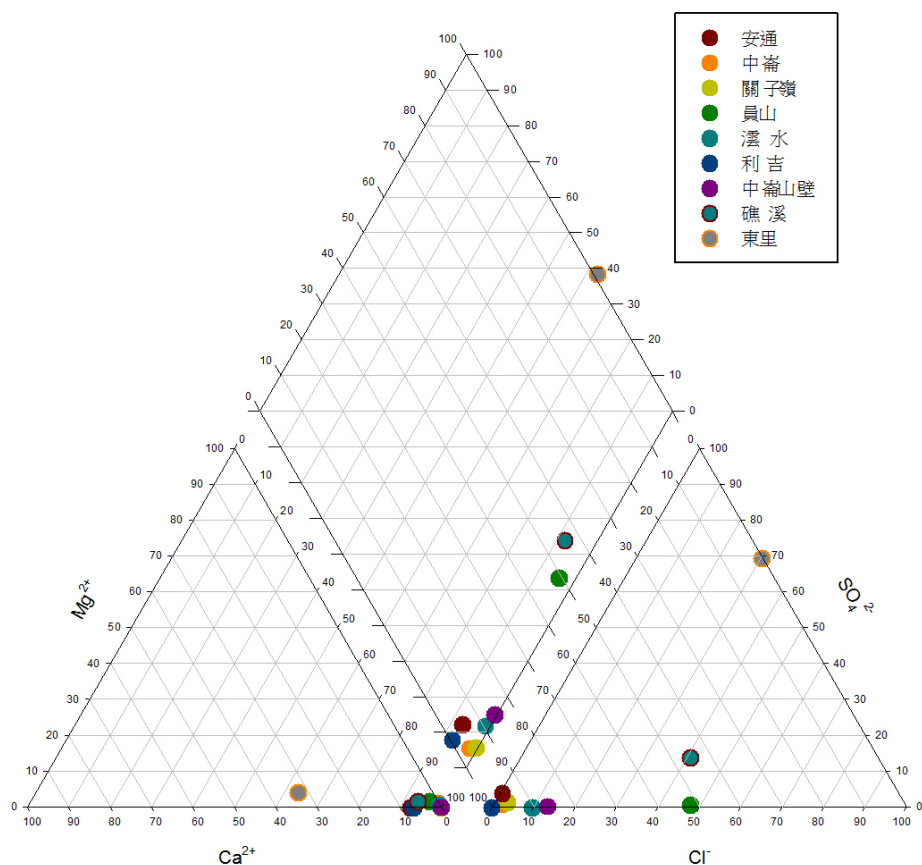


圖 5-4：沉積岩區 piper 圖

沉積岩區的陽離子成分以鈉鉀離子為主，顯示受到天水影響少，補注來源可能是海相地層層間水。陰離子以碳酸氫根為主，僅東里、礁溪、員山有硫酸根離子及氯離子為主的現象，而此三點位均為人工鑽井，水源可能有足夠時間讓原本溶解於其中的碳酸鹽類變成二氧化碳逸散，有些點位仍有碳酸氫根，有些則完全消失。

進一步使用 USGS 提供的 PHREEQCI 來計算溫泉水平衡狀態可能生成的礦物，並加以分類(表 5-5)：

表 5-5：沉積岩區 PHREEQCI 沉澱潛勢

分類	點位	礦物相	備註
第一類	安通、中崙、員山 關子嶺、中崙山壁 澮水、礁溪	Anhydrite	可沉澱出
		Aragonite	Aragonite、
		Calcite、Dolomite	Calcite、
		Gypsum、Halite	Dolomite
第二類	東里	Anhydrite	沒有碳酸氫根
		Gypsum、Halite	

由表 5-5 可看出，沉積岩區水源與變質岩區分類類似，主要可分為兩類：一類為碳酸氫根多，且可沉澱出碳酸鹽類礦物（如 Aragonite、Calcite、Dolomite），此類點位眾多，大部分都為此類；一類則缺少碳酸氫根，主要以氯離子、硫酸根為主，此類僅東里。



## 5.3 氣體成分分析結果

### 5.3.1 溶解氣體濃度計算

氣相層析儀所量測到的各氣體百分比如表 5-6 所示，此百分比代表的是樣品瓶中灌頂空間氣體的體積莫耳濃度。

表 5-6：樣品瓶中灌頂空間氣體濃度百分比

溫泉點位	Ar (%)	N <sub>2</sub> (%)	CO (%)	CH <sub>4</sub> (%)	CO <sub>2</sub> (%)	O <sub>2</sub> (%)
樹林京陵	0.26%	31.58%	0.06%	63.00%	2.86907%	2.24%
冷水坑	0.58%	41.72%	0.04%	1.21%	55.78%	0.66%
秀巒	1.22%	93.27%	0.06%	0.31%	2.67%	2.48%
六重溪	0.52%	42.53%	0.06%	49.40%	6.32%	1.16%
關子嶺	0.57%	71.06%	0.05%	1.61%	26.03%	0.67%
巴陵	1.11%	90.91%	0.05%	0.16%	7.09%	0.67%
知本	1.14%	96.28%	0.13%	0.03%	2.30%	0.12%
北埔	0.0000%	17.11%	0.03%	0.01%	81.74%	1.10%
泰安	1.14%	89.52%	0.06%	0.03%	8.04%	1.22%
小油坑	0.92%	95.88%	0.05%	0.03%	1.63%	1.49%
庚子坪	0.76%	93.25%	0.04%	0.01%	4.80%	1.14%
八煙	1.21%	95.60%	0.11%	0.86%	0.74%	1.48%
中崙	0.07%	9.95%	0.07%	6.58%	81.31%	2.02%
清泉	0.47%	38.25%	0.05%	44.64%	15.82%	0.78%
紅葉	0.30%	28.33%	0.04%	0.08%	63.46%	7.79%
蘇澳	0.15%	16.30%	0.04%	0.47%	82.02%	1.02%
安通	0.74%	61.92%	0.06%	34.35%	0.17%	2.75%
瑞穗	0.14%	20.95%	0.05%	0.11%	77.70%	1.06%
文山	1.03%	77.03%	0.05%	0.37%	18.04%	3.49%
馬槽上	0.36%	42.50%	0.08%	0.46%	53.85%	2.74%
清水	0.42%	45.09%	0.08%	0.03%	49.61%	4.77%
礁溪	0.71%	88.80%	0.11%	0.01%	7.11%	3.26%
綠島朝日	0.01%	68.83%	0.17%	21.29%	0.16%	9.55%
新興	0.71%	83.89%	0.13%	0.72%	7.54%	7.02%

使用氣相層析儀所量測到的氣體濃度為上部空間氣體的濃度，所以必須再根據亨利定律計算出溶解於水中之氣體濃度，公式如下：

$$k_H = \frac{C_a}{P_g} \quad (1)$$

其中 $k_H$ 為亨利定律常數， $C_a$ 代表某氣體溶解在液相中的莫耳濃度， $P_g$ 代表某氣體在氣相中的分壓 (atm)。當氣體處於標準狀態下 (溫度為 298.15 K，總壓力為一大氣壓)，亨利常數可用 $k_H^\ominus$ 來表示。

當溫度不是處於標準狀態下時，要計算出溶解氣體濃度 ( $C_a$ )，必須將亨利定律常數根據溫度來做修正，其關係式如下：

$$k_H = k_H^\ominus \times \exp\left(\frac{-\Delta_{\text{soln}}H}{R} \times \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T^\ominus}\right)\right) \quad (2)$$

其中 $\frac{\Delta_{\text{soln}}H}{R}$ 為溶液的焓，可由前人研究中得到(Wilcock et al., 1978; Wilhelm et al., 1977)。結合 (1)、(2) 可得到修正後的氣體濃度：

$$\begin{aligned} C_a &= k_H \times P_g \\ &= k_H^\ominus \times \exp\left(\frac{-\Delta_{\text{soln}}H}{R} \times \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T^\ominus}\right)\right) \times P_g \quad (3) \end{aligned}$$

本研究測量氣體之 $k_H^\ominus$ 與 $\frac{-\Delta_{\text{soln}}H}{R}$ 見於表 5-7 中，括號內為係數單位。

修正之後的亨利常數代入亨利定律 (1) 可得給定溫度下，氣體溶解在水中的濃度，乘上灌頂空間的體積可推得毫莫耳數。將灌頂空間之氣體毫莫耳數加上溶於水中之氣體毫莫耳數即為該氣體總毫莫耳數。

表5-7：本研究測量氣體之 $k_H^\ominus$ 與  $-\Delta_{\text{soln}}H/R$  列表

氣體種類	$k_H^\ominus$ ( $\frac{\text{mol}_{\text{gas}}}{L_{\text{soln}} \times \text{atm}}$ )	$\frac{-\Delta_{\text{soln}}H}{R}$ (K)	Reference
Ar	1.40E-03	1500	Wilhelm et al., 1977
N <sub>2</sub>	6.50E-04	1300	Wilhelm et al., 1977
CH <sub>4</sub>	1.40E-03	1700	Wilcock et al., 1978
CO <sub>2</sub>	3.40E-02	2400	Wilcock et al., 1978
O <sub>2</sub>	1.30E-03	1500	Wilcock et al., 1978

今以安通溫泉為例，溶解於水的氧氣濃度計算流程如下：(修改自陳冠樵，2009)

表 5-8：溶解氣計算之已知條件

氣瓶總體積	200 ml
灌頂空間體積	5 ml
溫泉水體積	195 ml
室溫	25°C

與打入載氣達平衡後，利用已知條件(表5-6)計算上部空間O<sub>2</sub>總量與分壓(此時與大氣平衡，總壓為一大氣壓)：

1. 灌頂空間中O<sub>2</sub>之測量濃度(見表5-1)為2.75%，在定溫定壓下，其氣體濃度以壓力表示正比於體積莫耳濃度。因此O<sub>2</sub>濃度為0.00275atm。代入理想氣體方程式，則O<sub>2</sub>總量為(mole)：

$$n_{\text{mole}} = \frac{P_{\text{atm}} \times V_L}{R \times T_K} = \frac{2.75 \times 10^{-2} \times 5 \times 10^{-3}}{0.082 \times (273 + 25)} = 5.64 \times 10^{-6}$$

2. 將1.得到的O<sub>2</sub>莫耳數代入理想氣體方程式可得O<sub>2</sub>分壓(atm)：

$$P_{\text{atm}} = \frac{n_{\text{mole}} \times R \times T_K}{V_L} = \frac{5.64 \times 10^{-6} \times 0.082 \times (273 + 25)}{5 \times 10^{-3}} = 7. \times 10^{-2}$$

3. 將2.得到的分壓代入公式(3)，可得達平衡後溶解於溫泉水中之O<sub>2</sub>總量(實驗室室溫25°C，T=298K)：

$$\begin{aligned} C_a &= k_H^\ominus \times \exp\left(\frac{-\Delta_{\text{soln}}H}{R} \times \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T^\ominus}\right)\right) \times P_g \\ &= 1.30 \times 10^{-3} \times \exp\left(1500 \times \left(\frac{1}{298} - \frac{1}{298}\right)\right) \times 0.0639 \\ &= 7.52 \times 10^{-6} \end{aligned}$$

4. 安通溫泉溶解O<sub>2</sub>莫耳數=灌頂空間O<sub>2</sub>莫耳數+溶解於溫泉水中之O<sub>2</sub>莫耳數  
灌頂空間O<sub>2</sub>莫耳數計算方式如步驟1.所示，得到後相加即可得溶解總莫耳數。

根據以上步驟，可得各點位的氮氣、氧氣、氫氣、二氧化碳、甲烷溶解在水中的毫莫耳數，如表5-9所示。

表 5-9：溶解於溫泉水中的氣體毫莫耳數

溫泉點位	Ar (mmol)	N <sub>2</sub> (mmol)	CH <sub>4</sub> (mmol)	CO <sub>2</sub> (mmol)	O <sub>2</sub> (mmol)
樹林京陵	7.00E-04	8.62E-02	1.72E-01	7.83E-03	6.11E-03
冷水坑	1.59E-03	1.14E-01	3.31E-03	1.52E-01	1.81E-03
秀巒	3.33E-03	2.55E-01	8.48E-04	7.29E-03	6.77E-03
六重溪	1.42E-03	1.16E-01	1.35E-01	1.73E-02	3.18E-03
關子嶺	1.55E-03	1.94E-01	4.41E-03	7.11E-02	1.84E-03
巴陵	3.04E-03	2.48E-01	4.37E-04	1.93E-02	1.84E-03
知本	3.12E-03	2.63E-01	6.85E-05	6.27E-03	3.28E-04
北埔	1.37E-04	4.67E-02	3.03E-05	2.23E-01	3.02E-03
泰安	3.10E-03	2.44E-01	7.66E-05	2.19E-02	3.34E-03
小油坑	2.52E-03	2.62E-01	9.51E-05	4.44E-03	4.06E-03
庚子坪	2.08E-03	2.55E-01	3.43E-05	1.31E-02	3.11E-03
八煙	3.31E-03	2.61E-01	2.34E-03	2.03E-03	4.03E-03
中崙	1.80E-04	2.72E-02	1.80E-02	2.22E-01	5.51E-03
清泉	1.29E-03	1.04E-01	1.22E-01	4.32E-02	2.12E-03
紅葉	8.15E-04	7.73E-02	2.16E-04	1.73E-01	2.13E-02
蘇澳	4.19E-04	4.45E-02	1.28E-03	2.24E-01	2.79E-03
安通	2.03E-03	1.69E-01	9.38E-02	4.58E-04	7.52E-03
瑞穗	3.76E-04	5.72E-02	2.88E-04	2.12E-01	2.88E-03
文山	2.81E-03	2.10E-01	1.00E-03	4.92E-02	9.52E-03
馬槽	9.94E-04	1.16E-01	1.25E-03	1.47E-01	7.49E-03
清水	1.15E-03	1.23E-01	7.85E-05	1.35E-01	1.30E-02
礁溪	1.94E-03	2.42E-01	3.66E-05	1.94E-02	8.91E-03
綠島朝日	2.27E-05	1.88E-01	5.81E-02	4.37E-04	2.61E-02
新興	1.93E-03	2.29E-01	1.96E-03	2.06E-02	1.92E-02

將各點位的灌頂空間氣體莫耳數與溶解於溫泉水中之氣體莫耳數相加可得總溶解莫耳數，如表 5-10 所示。

表 5-10：現地溫泉水中氣體總溶解莫耳數

溫泉點位	Ar (mmol)	N <sub>2</sub> (mmol)	CH <sub>4</sub> (mmol)	CO <sub>2</sub> (mmol)	O <sub>2</sub> (mmol)
樹林京陵	7.66E-04	9.43E-02	1.88E-01	8.57E-03	6.68E-03
冷水坑	1.82E-03	1.30E-01	3.78E-03	1.74E-01	2.07E-03
秀巒	3.62E-03	2.77E-01	9.22E-04	7.92E-03	7.36E-03
六重溪	1.55E-03	1.27E-01	1.47E-01	1.88E-02	3.47E-03
關子嶺	1.74E-03	2.18E-01	4.96E-03	7.99E-02	2.06E-03
巴陵	3.36E-03	2.74E-01	4.82E-04	2.14E-02	2.03E-03
知本	3.36E-03	2.83E-01	7.38E-05	6.75E-03	3.54E-04
北埔	1.50E-04	5.13E-02	3.33E-05	2.45E-01	3.31E-03
泰安	3.38E-03	2.66E-01	8.35E-05	2.39E-02	3.64E-03
小油坑	2.77E-03	2.88E-01	1.05E-04	4.89E-03	4.47E-03
庚子坪	2.37E-03	2.89E-01	3.90E-05	1.49E-02	3.53E-03
八煙	3.63E-03	2.86E-01	2.57E-03	2.22E-03	4.42E-03
中崙	2.10E-04	3.16E-02	2.09E-02	2.59E-01	6.42E-03
清泉	1.49E-03	1.21E-01	1.41E-01	4.99E-02	2.45E-03
紅葉	9.29E-04	8.82E-02	2.47E-04	1.98E-01	2.43E-02
蘇澳	4.76E-04	5.05E-02	1.45E-03	2.54E-01	3.17E-03
安通	2.21E-03	1.84E-01	1.02E-01	5.00E-04	8.20E-03
瑞穗	4.20E-04	6.39E-02	3.21E-04	2.37E-01	3.22E-03
文山	3.11E-03	2.33E-01	1.11E-03	5.45E-02	1.05E-02
馬槽	1.06E-03	1.23E-01	1.33E-03	1.56E-01	7.97E-03
清水	1.23E-03	1.32E-01	8.39E-05	1.45E-01	1.39E-02
礁溪	2.03E-03	2.54E-01	3.84E-05	2.04E-02	9.35E-03
綠島朝日	2.35E-05	1.95E-01	6.03E-02	4.53E-04	2.70E-02
新興	2.02E-03	2.39E-01	2.05E-03	2.15E-02	2.00E-02

在各氣體中，氧氣為活性氣體，很容易與周遭反應，而氫氣則僅有空氣提供，地殼、地函含量均少，來源固定，故以氮氣、二氧化碳、甲烷三種相較氧氣活性小，且可能具有其他來源的氣體繪製三端元圖，用以代表該點位的氣體成分，同時探討岩區之間的分佈差異。

### 5.3.2 火成岩區氣體成分

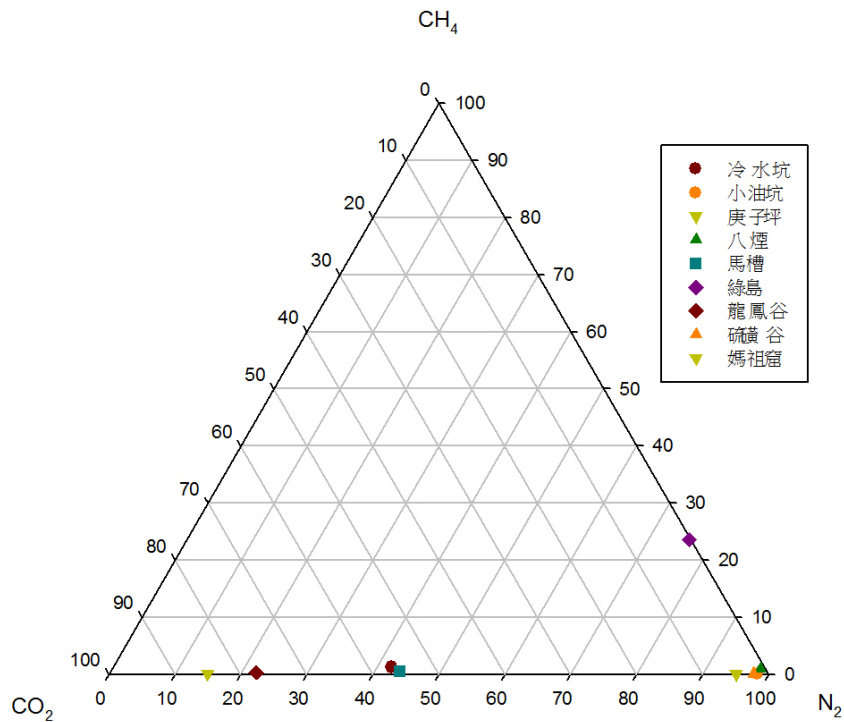


圖 5-5：火成岩區氣體成分端元圖

氮氣及二氧化碳為火山氣體，故火成岩區溫泉溶解氣的端成分以此二種氣體為主，但二氧化碳的含量與 pH 值及溫度無絕對相關。其中，僅綠島由甲烷取代二氧化碳，是以氮氣及甲烷為主。

### 5.3.3 沉積岩區

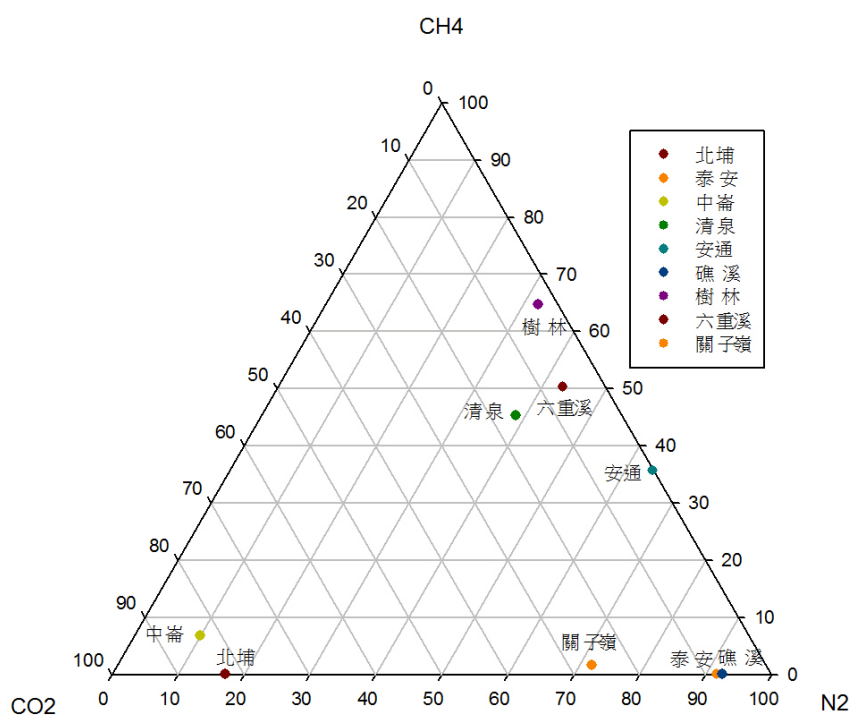


圖 5-6：沉積岩區氣體成分端元圖

沉積岩區溫泉的一般溶解氣體成分變化較大，甲烷、氮氣、二氧化碳都有可能是點位的富集氣體成分。沉積岩區的沉積物多富含碳氫化合物，熱裂解反應或生物作用後生成的甲烷多，可能是甲烷的來源之一。值得注意的是，仍有以二氧化碳為主的點位（如中崙、北埔），其來源需進一步探討。

### 5.3.4 變質岩區

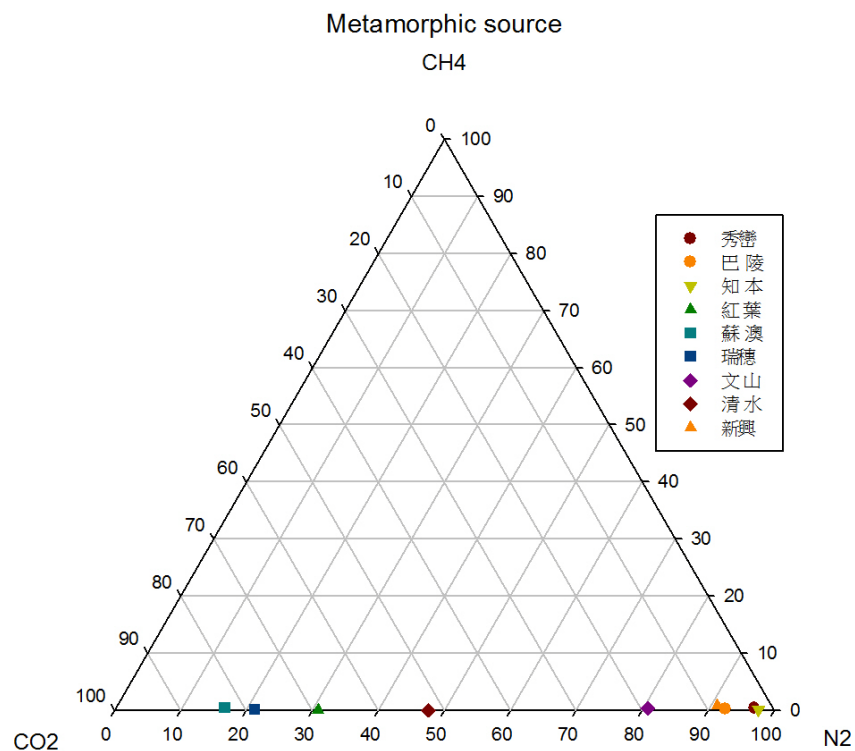


圖 5-7：變質岩區氣體成分端元圖

變質岩區溫泉的氣體成分最為一致，各點位均以二氧化碳及氮氣為端成分，沒有甲烷的加入。變質岩區的 pH 值偏鹼，溫度約在 50~70°C，可溶解碳酸鹽類，保存二氧化碳，加上沉積物較少，使得成分在端元圖上有一致的表現。

# 第六章 討論

## 6.1 氣泡成分與溶解氣成分比較

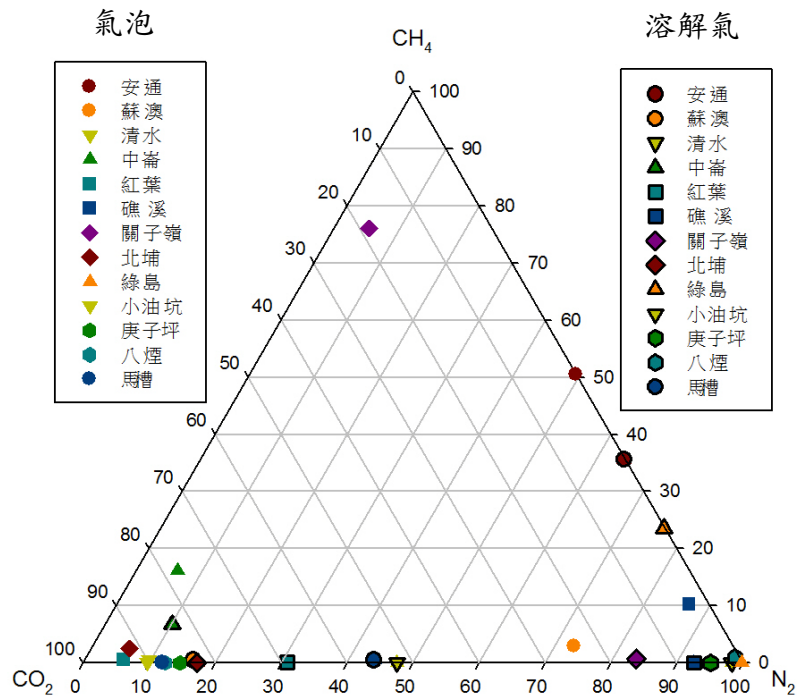


圖 6-1：氣泡成分與溶解氣成分比較

在研究溫泉氣體的來源時，通常針對溫泉氣泡 (Bubble)，由於氣泡是現地直接上升，具有來源特徵，是相當好的示蹤劑。但在大部份的環境中，氣泡可能破裂或是太小，肉眼無法觀察到，並且採集溫泉氣泡必須防止空氣混染，而溫泉水溶解氣中的空氣因子是可以理論推估的，相對較穩定不受干擾。因此若一般溶解氣體成分可以代表直接遷移上升的氣泡成分，對於溫泉氣體的來源研究將是一大助益。本研究比較同點位的氣泡及溶解氣成分，發現大部分點位中，兩者的富集氣體趨勢相同，例如紅葉溫泉，氣泡與溶解氣均富集二氧化碳，僅在百分比上有所差異。造成百分比差異的原因可能有二：氣體溶解度與空氣飽和水加入。

由亨利定律，水中氣體溶解度受溫度、壓力影響，當溫度、壓力達到平衡成定值，其溶解量固定，即達到飽和。當溶解度達飽和，除非溫壓條件改變，否則不會有更多氣體溶解於水中；但氣泡成分並無此限制，體積可以無限大的情形下，可以抓住任意量的氣體，端視供應源所提供的量。因此富含氣體百分比有機會上升，趨近百分之百。此外，水中溶解氣有一個重要端成分—空氣飽和水，溶解飽和空氣於水中。這個端成分中的大量氣體（如氮氣、氧氣等）會稀釋原本富集氣體的百分比，使得溶解氣與氣泡有所差異。

以上兩種原因若碰到百分比少的氣體，會使溶解氣與氣泡成分出現較大歧異。例如北埔、礁溪，氣泡表現有少量甲烷加入的特徵，但溶解氣中甲烷百分比近乎零，是因為原本的甲烷含量就很少，再加上空氣飽和水的稀釋效應，造成溶解氣無法紀錄到甲烷在氣泡中的百分比。

另外，關子嶺的溶解氣與氣泡成分出現很大的差異—富集氣體不同。此現象難單純以稀釋效應或溶解度飽和來解釋，但當進一步檢視點位位置發現，其採樣地點有些微距離，由於關子嶺位於沉積岩區，若氣泡從沉積物多的地區湧，則有區域性差異存在。

## 6.2 空氣因子討論

在開放系統下，溫泉水與大氣持續接觸，使得空氣成為溫泉水溶解氣一個重要的來源。本研究希望討論在該溫泉溫度下，溶解氣中空氣混合的比例，觀察是否有多餘氣體 (Excess gas)，以進一步探討除空氣外，溶解氣氣體的可能來源。

根據亨利定律，稀薄溶液中，氣體溶於某溶劑之莫耳分率，會正好與此溶液達成平衡的氣體分壓成正比。公式如下：

$$p = k_{H,x} \times \chi$$

其中  $p$  為氣體  $x$  之分壓， $k_H$  為氣體  $x$  之亨利常數， $\chi$  為氣體  $x$  之莫耳分率。

亨利常數為溫度函數，公式如下：

$$k_H = k_H^\ominus \times \exp\left(\frac{-\Delta_{\text{soln}}H}{R} \times \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T^\ominus}\right)\right)$$

今考慮實際空氣中各氣體溶解量，空氣中氣體成分非常多，在此僅針對本研究分析出的主要五種氣體進行計算，分別為氮氣、氧氣、氫氣、二氧化碳、甲烷。

此五種氣體在 25°C、一大氣壓下的  $k_H^\ominus$  值與  $\frac{-\Delta_{\text{soln}}H}{R}$  值列於表 5-7 中。

得到  $k_H$  校正後，再乘上該氣體在空氣中的莫耳分率即為  $p$ 。氣體在水中的莫耳分率理論值可由前人研究中得到，一共考慮有 57 種氣體共存 (Wilhelm and Battino, 1971)，其中包含多種極易溶於水的氣體。由於本研究所關注的五種氣體在空氣中的體積百分比為前七大，另有氫氣、氬氣大於甲烷，故在討論理論莫耳分率時，假設空氣中僅此七種氣體，取其數值重新校正至 1，得到的莫耳分率做為空氣中該氣體在水中的莫耳分率，如表 6-1 所示。

表 6-1：空氣中該氣體在水中的理論莫耳分率校正值

(Wilhelm and Battino, 1971)

溫度 (K)	N <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	Ar	Ne	He	總計
273.15	0.01	0.89	0.03	0.03	0.03	0.01	0.00	1
278.15	0.01	0.89	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	1
283.15	0.01	0.88	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	1
288.15	0.01	0.87	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	1
293.15	0.02	0.87	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	1
298.15	0.02	0.86	0.03	0.04	0.04	0.01	0.01	1
303.15	0.02	0.85	0.03	0.04	0.04	0.01	0.01	1
308.15	0.02	0.84	0.04	0.04	0.04	0.01	0.01	1
313.15	0.02	0.84	0.04	0.04	0.04	0.02	0.01	1
318.15	0.02	0.83	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02	1
323.15	0.02	0.82	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02	1
328.15	0.02	0.81	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02	1
333.15	0.02	0.80	0.04	0.04	0.05	0.02	0.02	1
338.15	0.02	0.80	0.04	0.04	0.05	0.02	0.02	1

得到莫耳分率後，與亨利常數相乘，即可得該氣體分壓 ( $p$ )。值得注意的是， $p$  的單位為  $k_H^0$  的單位，即  $\frac{\text{mol}_{\text{gas}}}{L_{\text{soln}} \times \text{atm}}$ 。因此，只要再將  $p$  與該氣體在空氣中的分壓相乘，即可得氣體的體積莫耳濃度，並進一步推得該氣體在一公升水中的莫耳數。由理想氣體方程式，在定溫定壓下，分壓正比於體積莫耳濃度，即空氣中的體積百分比。空氣中氣體百分比：氮氣 78.084%，氧氣 20.942%，氫氣 0.934%，二氧化碳 0.038%，甲烷 1.760 ppm。

將以上數據依序代入，可得各溫泉採樣溫度下（若溫度超過理論資料值則取接近溫度值），空氣在水中的溶解毫莫耳數理論值，如表 6-2 所示。

表 6-2：一大氣壓、給定溫度下，空氣中各氣體溶解在水中的理論值。

(單位：毫莫耳數)

溫泉點位	溫度(K)	Ar	N <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	CO <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>
樹林京陵	317	3.99E-04	7.97E-03	6.98E-08	6.61E-03	7.68E-03
冷水坑	307.8	4.27E-04	8.11E-03	7.71E-08	8.44E-03	8.16E-03
秀巒	331	3.61E-04	7.80E-03	6.07E-08	4.65E-03	7.05E-03
六重溪	306.1	4.39E-04	8.31E-03	7.95E-08	8.82E-03	8.38E-03
關子嶺	351.3	2.86E-04	6.53E-03	4.64E-08	3.03E-03	5.62E-03
巴陵	308.1	4.25E-04	8.08E-03	7.67E-08	8.38E-03	8.12E-03
知本	317.5	3.96E-04	7.92E-03	6.92E-08	6.53E-03	7.63E-03
北埔	299.1	4.54E-04	8.24E-03	8.51E-08	1.08E-02	8.64E-03
泰安	313	4.09E-04	7.97E-03	7.26E-08	7.35E-03	7.84E-03
小油坑	335	3.42E-04	7.44E-03	5.71E-08	4.27E-03	6.68E-03
庚子坪	369.6	2.32E-04	5.43E-03	3.65E-08	2.16E-03	4.55E-03
八煙	337.2	3.42E-04	7.62E-03	5.68E-08	4.03E-03	6.72E-03
中崙	301.5	4.55E-04	8.40E-03	8.39E-08	1.00E-02	8.66E-03
清泉	333.4	3.49E-04	7.58E-03	5.85E-08	4.42E-03	6.82E-03
紅葉	350.8	2.88E-04	6.56E-03	4.67E-08	3.06E-03	5.66E-03
蘇澳	296.9	4.71E-04	8.51E-03	8.87E-08	1.14E-02	8.96E-03
安通	334.5	3.44E-04	7.48E-03	5.75E-08	4.31E-03	6.72E-03
瑞穗	317.5	3.96E-04	7.92E-03	6.92E-08	6.53E-03	7.63E-03
文山	318.8	3.89E-04	7.79E-03	6.77E-08	6.33E-03	7.48E-03
馬槽	322.6	3.81E-04	7.81E-03	6.56E-08	5.74E-03	7.36E-03
清水	336.5	3.46E-04	7.68E-03	5.74E-08	4.09E-03	6.79E-03
礁溪	329.6	3.57E-04	7.54E-03	6.03E-08	4.85E-03	6.92E-03
綠島朝日	363.1	2.49E-04	5.79E-03	3.97E-08	2.43E-03	4.89E-03
新興	328	3.65E-04	7.69E-03	6.18E-08	5.03E-03	7.08E-03

將理論值結果(表 6-2)與實際溶解值(表 5-10)比較可知，各點位實際總溶解氣值均比理論值大，表示有其他氣體來源提供，造成該環境氣壓大於一大氣壓，產生過飽和現象。

## 6.3 氣體來源探討

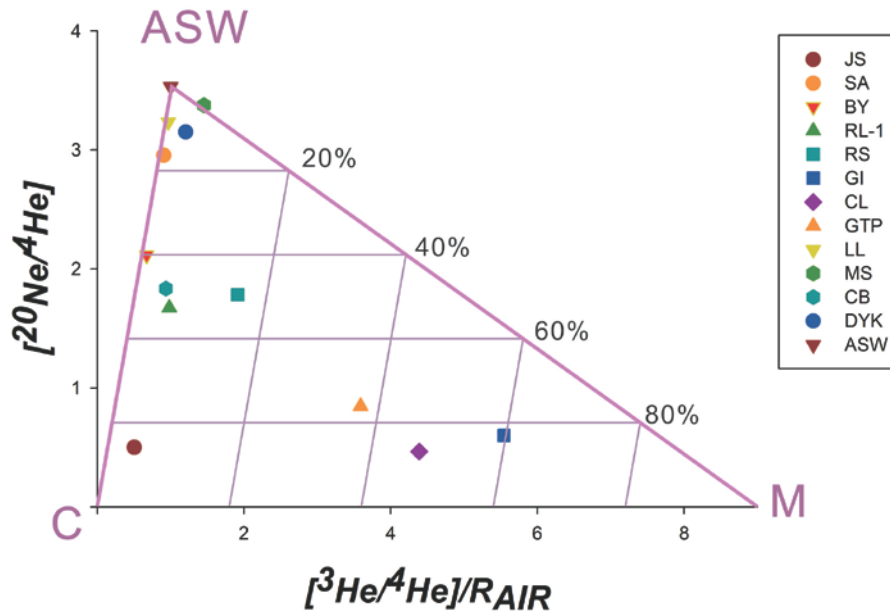


圖 6-2：氦同位素比值對氦氣-氬氣比

由氦同位素比值可將來源區分為三類：空氣飽和水 (ASW)、地殼 (C)、上部地函 (M)。在本研究點位中，依圖 6-2 可分為四大類：

1. 靠近空氣飽和水。此群特徵為氦同位素值近乎一，富集氣體為氬氣，主要受空氣飽和水影響。
2. 靠近地殼，此群僅礁溪。特徵是氦同位素比值小於一，主要受地殼影響。值得注意的是，此小於一的數值不一定是空氣飽和水與地殼的混合，也可能是上部地函與地殼的混合。在此例中，由於礁溪的氬氣-氦氣比(2.00)遠大於空氣飽和水 (0.286)，顯示非空氣成分混合，而是上部地函的訊號加入地殼訊號稀釋而成。
3. 位於空氣飽和水與地殼的連線上。此群特徵為氦同位素比值在 0.5~1 間，主要受到地殼與空氣飽和水雙重影響。另外瑞穗的氦同位素比值接近 2，

可能同時還有上部地函成分加入。

4. 往上部地函移動。此群特徵為氮同位素比值高，顯示上部地函為主要影響端元。

根據圖 6-2 分類結果，可搭配觀察各點位是否出現氣體異常值，識別來源。此處的異常是指多於空氣的氣體比值，因一般氣體具有活性，可與其他物質進行化學反應，若以數值直接與空氣值比較，僅能看出總溶解度較空氣飽和水為大，表示有其他氣體來源提供，造成該環境氣壓大於一大氣壓，產生過飽和現象。但若要进一步觀察該來源提供的是哪種氣體，則有化學作用介入的困難。

在此，將理論值視為一個群體，取其平均當作端元，再比較各點位實際值。因氮氣僅來自於空氣，其他作用不會製造氮氣，相對於其他氣體，來源較為單一，故將氮氣、二氧化碳、甲烷與氮氣的比值當做縱軸，對氮氣含量作圖，圖中並標示空氣飽和水中的溶解氣端成分及空氣端成分，來觀察除了空氣及空氣飽和水外是否有其他氣體來源。氮氣、二氧化碳之比較如圖 4-8 (a) 所示。

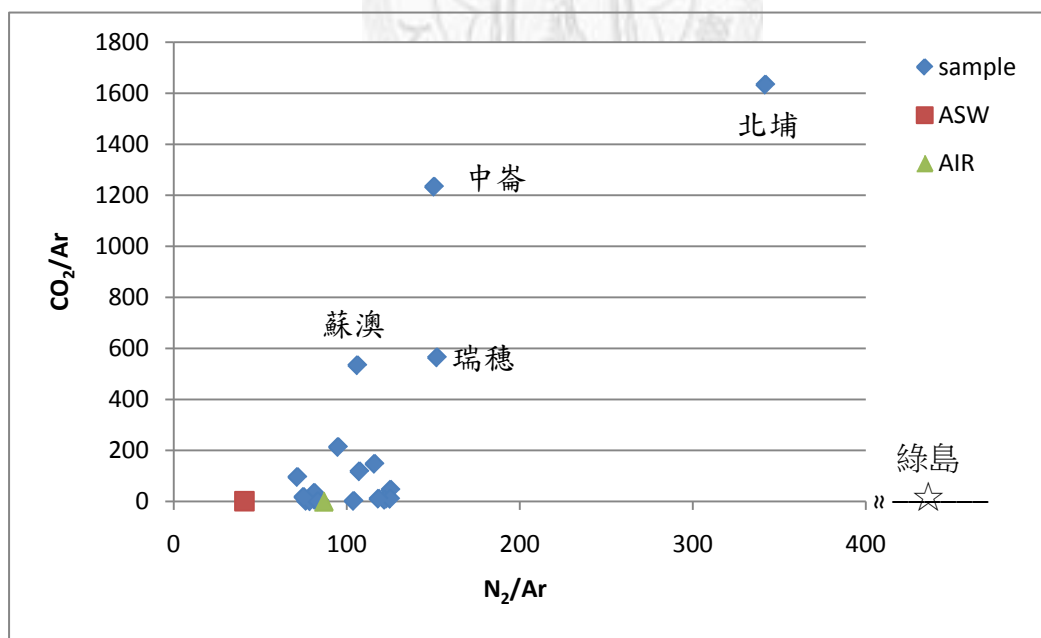


圖 6-3：氮氣-氬氣比對二氧化碳-氬氣比

本研究中，樣本氮／氬比對氬的分布多靠近空氣飽和水成分（ASW）（如圖 4-8），顯示採樣時沒有產生空氣氣泡。但氮／氬比均比空氣飽和水大，有些樣本

氮-氫比遠大於空氣飽和水（如綠島、北埔），顯示有另外的氣體來源。

由圖 6-3 可知，若以氮氣、二氧化碳為氣體來源，則有兩種來源混合的趨勢，且北埔、綠島有高氮同位素比值特徵者，越往混合區移動（圖中右上角）。氮氣來源一般認為來自空氣，作氮氣—氫氣—氮氣三端元圖（如圖 4-9）可看出比值有從地殼／地函往空氣／空氣飽和水移動的趨勢。其中空氣／空氣飽和水的氮—氫比穩定（空氣約 40.81，空氣飽和水約 86.67），且遠較地殼／地函為低（可大於  $10^5$ ）。

綠島之二氧化碳／氫氣與氮氣／氫氣比均遠高於空氣與空氣飽和水，可分為兩部分討論。二氧化碳／氫氣之比值若高，表示有二氧化碳來源提供，或是氫氣量過少。從圖 5-4 可看出，綠島的富集氣體為氮氣，其次為甲烷，二氧化碳百分比近乎零，表示若有氣體來源提供，也非提供二氧化碳；因此，二氧化碳／氫氣之比值高應是氫氣量過少所致。綠島溶解氣有上部地函特徵（圖 6-2：GI），也可從圖 6-3 看出，綠島非常接近地殼／地函，兩者氫氣含量均極少，此團氣體上升與地表空氣混合，稀釋其中的氫氣成分。

若氮／氫比高於空氣，則顯示有過高的氮氣產生。此氮氣來源可能為來自地底的氣體儲藏庫，也可能來自大量的有機物分解。在北埔，因其位於沉積岩區且為冷泉，具備大量有機物，生物亦可存活，再者又有高氮同位素比值，顯示有上部地函氣體來源，兩種可能都會造成過高的氮／氫比。因此，要確認北埔的氣體來源，需要進一步得氮同位素資料推論。至於綠島，其氮／氫比在趨勢範圍內，氮氣含量主要仍受控於空氣、空氣飽和水與地殼／地函三端元，而相較其他點位比值為高，應是地殼／地函影響較大的結果，搭配氮同位素特徵，也就是具有地函氣體來源。

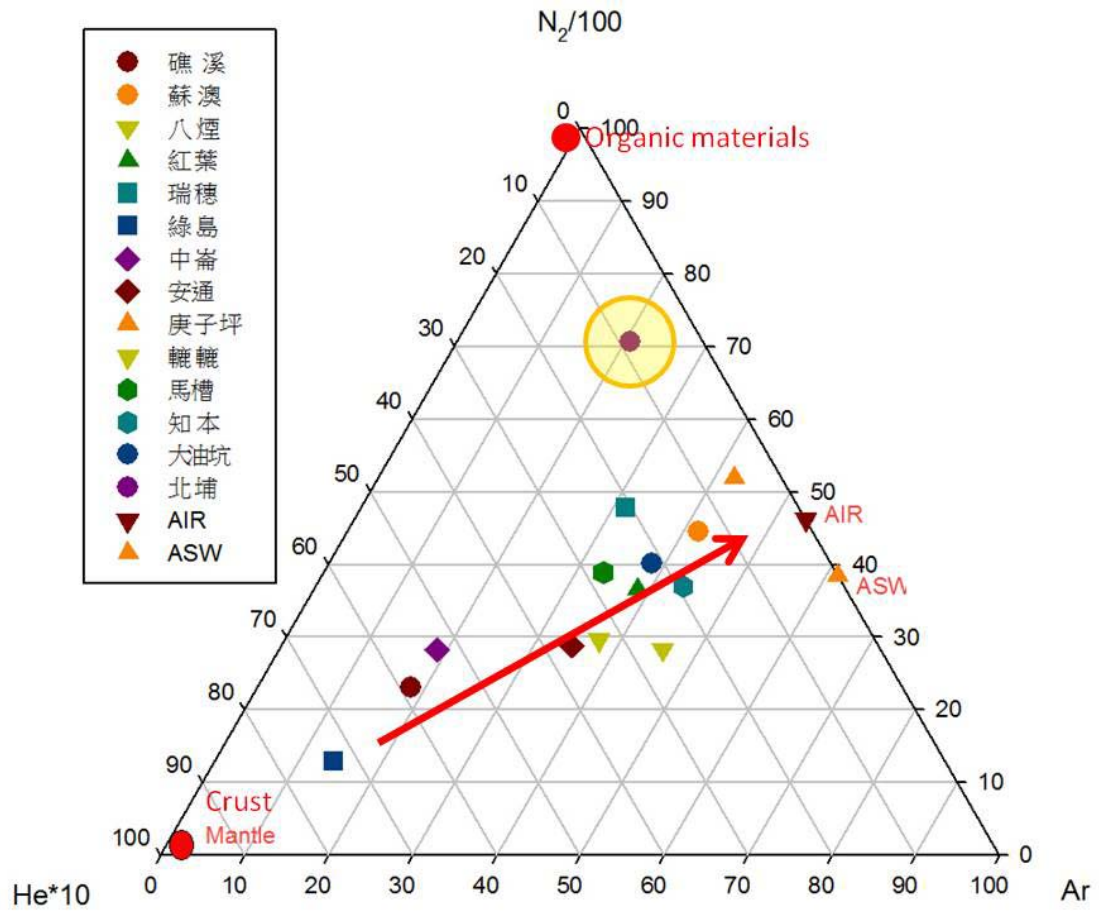


圖 6-4：氦氣—氮氣—氬氣三端元圖(Umeda et al., 2009)



硫酸鹽還原反應先於甲烷生成反應，只要有硫酸鹽還原菌即可累積二氧化碳，待硫酸根濃度降低至無法產生反應，便開始甲烷生成反應(Crill and Martens, 1986; Hoehler et al., 1994)。下式為醋酸被甲烷菌轉化為甲烷及二氧化碳(Kuivila et al., 1989; Phelps and Zeikus, 1984)。

這些自發反應在地下水、海水都可發現，在溫泉中也有觀察到甲烷菌的出現（陳冠樵，2008；凌好甄，2009），溫度五十度以上則還會有熱分解來源，即有機物遇熱分解成各式各樣有機碳鏈，其中包含了甲烷。台灣溫泉水溫度範圍很廣，兩者都有發生的可能。因此，生物作用或熱分解作用亦為氣體來源，即使有上部地函特徵的氣體提供，溫泉水仍在淺處循環很長一段時間，水中陰陽離子因生物作用轉換成氣體，或是有機物遇熱分解為氣體而溶解在水中。生物作用的氣體貢獻量取決於前驅物（如醋酸、硫酸鹽類、氫氣、甲基類）的濃度，也受制於當時環境的溫壓條件，溶解氣僅能紀錄達飽和的氣體組成，多餘氣體逸散至大氣或儲存於圍岩、土壤孔隙間。故生物作用對於溶解氣體的貢獻量究竟為何，無法由一般氣體含量看出，需要進一步的同位素資料推論(Ueno et al., 2006)。

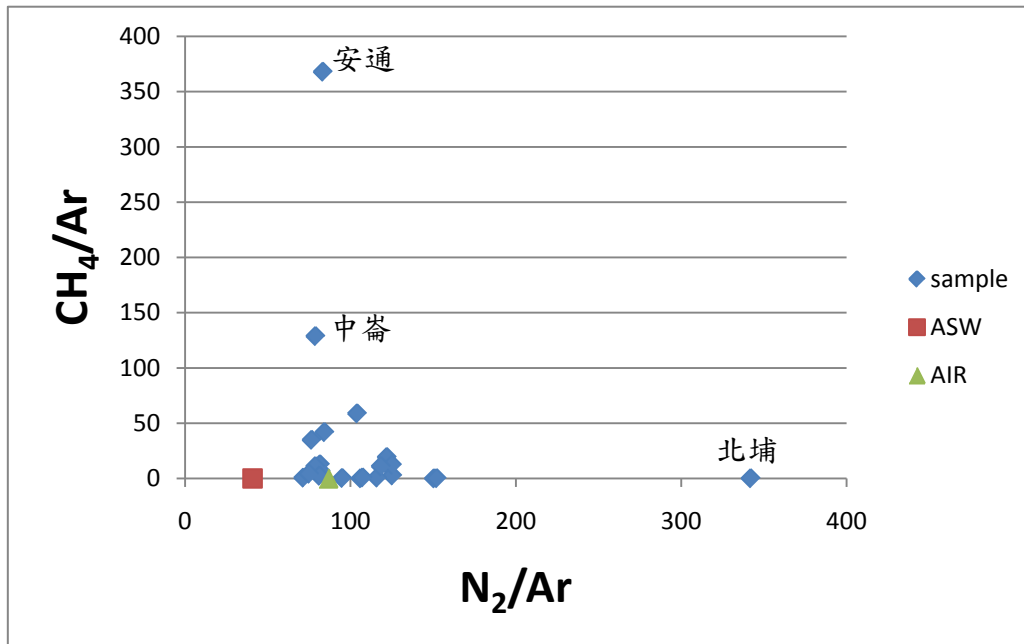


圖 6-6：氮氣-氬氣比對甲烷-氬氣比

部份樣本(大多為變質岩區)的甲烷量非常少,分布於空氣飽和水成分(ASW)與空氣成分中間,主要受到此兩種成分影響;高者則顯示有甲烷端成分。圖 6-6 顯示樣本分布有高氮氣、高甲烷兩種趨勢,以及近原點的少甲烷群。

其中高甲烷點位為安通、中崙。搭配氮同位素比值來看,有上部地函來源的特徵出現,可能指示甲烷來源;但此二點均位於沉積岩區,沉積物供應量豐富,亦有可能來自有機物質經生物作用或熱分解作用產生。仍需要甲烷的碳同位素資料來推論。

## 6.4 溫泉水循環模式

### 6.4.1 淺部循環

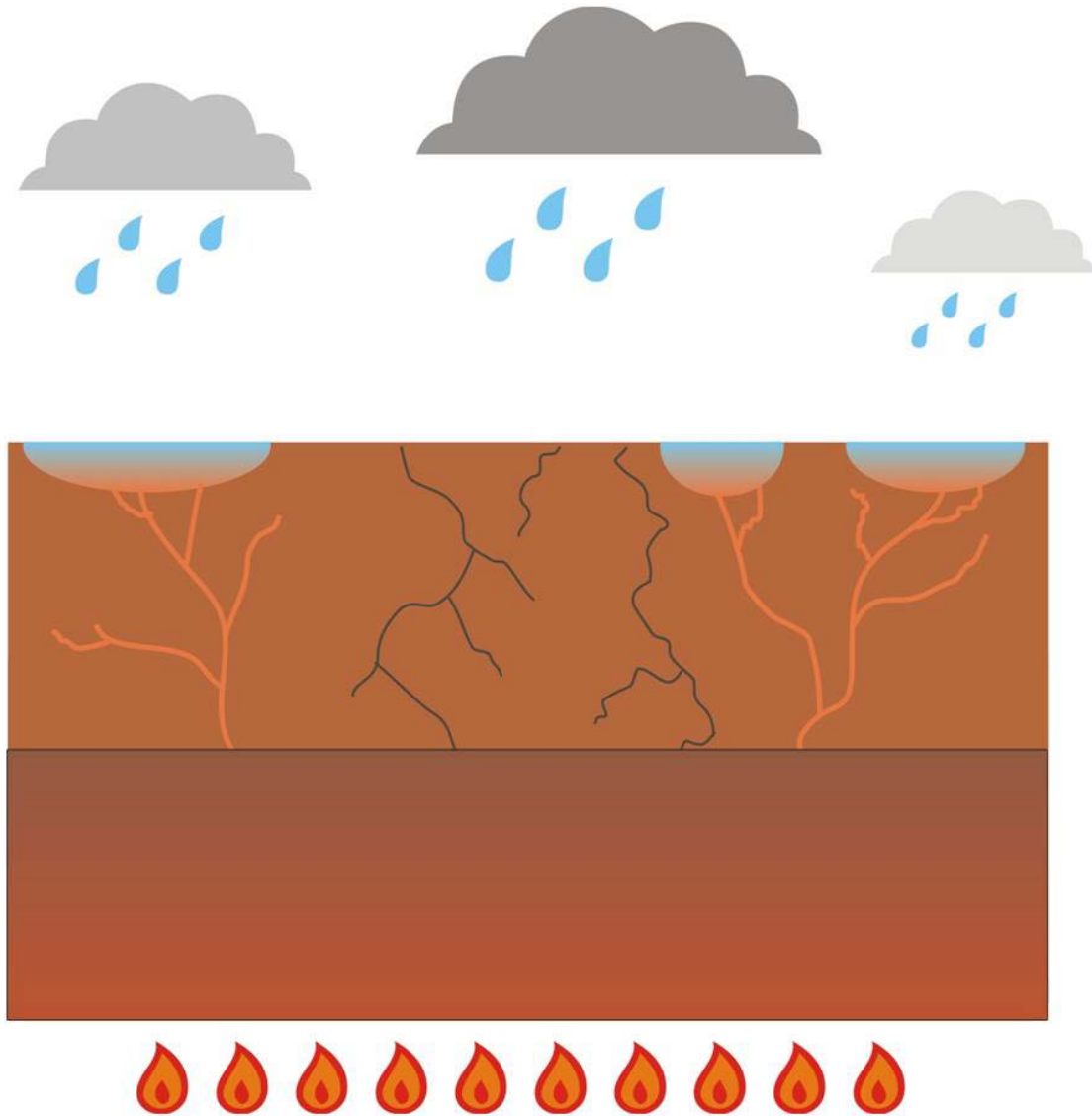


圖 6-7：淺部循環圖

由以上討論可知，氣體來源除了地表沉積物分解及礦物熱分解外，還存在有氣體儲藏庫的可能。若富集氣體具有低氫同位素比值、低氫氣-氬氣比（即近空氣飽和水成分），可能隱示該溫泉水僅在淺處循環，最深接近地殼／空氣界面（此

界面依氦同位素值定，非具有確定深度)，氣體來源為空氣、空氣飽和水及生物作用或熱分解產生，離子成分百分比亦接近天水（如蘇澳）。

## 6.4.2 深部循環

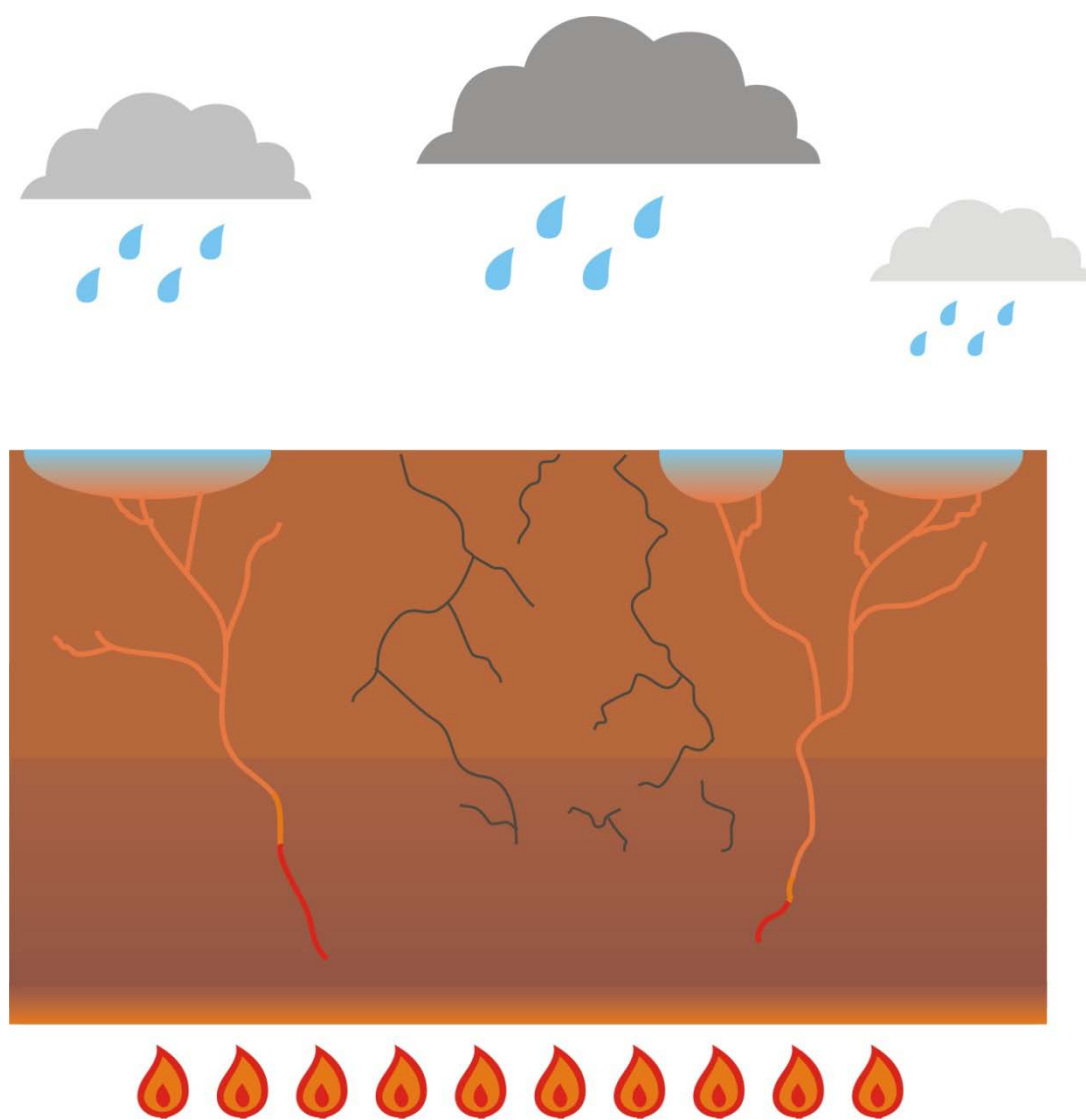


圖 6-8：深部循環圖

若富集氣體具有高氦同位素比值，且／或具有高氦氣-氬氣比（高於空氣飽和水），可能隱示該點位溫泉水循環至較深處，接近地殼／上部地函邊界。在此循環中，由於最終仍出露地表，因此受到一定程度的空氣飽和水影響，且氣體來

源仍有可能為生物作用或熱分解作用，但在地殼／上部地函邊界應存有氣體儲藏庫，提供該點位的高氦同位素比值。此氣體儲藏庫為岩漿庫活動靜止後遺留產物，熱源已消失，但活動時的氣體被適當地質條件保存下來，沿裂隙往上遷移。因此，深部循環較淺部更為複雜，需要更多同位素資料進行討論。



## 第七章 結論

1. 溫泉水溶解氣成分與溫泉氣泡成分中，富集氣體百分比雖有差異，但富集趨勢一致，在缺少氣泡資料的情形下可用溶解氣體成分代表氣體來源研究。
2. 在變質岩區與沉積岩區，若有深源的氣體特徵，則隱示該處有氣體儲藏庫存在。台灣至少存在兩種氣體儲藏庫：二氧化碳與氮氣。
3. 將實際溶解氣體總量與理論空氣飽和水溶解氣總量相比，各點位實際溶解氣體較大，表示有其他氣體來源供給，且成分與空氣不同。
4. 溶解氣成分分布與岩區有關。沉積岩區出現甲烷，變質岩區則全無甲烷。
5. 由溶解氣體資料推論，台灣溫泉有兩種循環深度：循環至地殼／空氣交界及地殼／地函交界；而由離子資料推論，溫泉水源的確有深層與淺層來源，且均受到生物作用影響。但生物作用對溶解氣的貢獻量仍需進一步探討。



# 參考文獻

## 中文部分

- 工業技術研究院能源與資源研究所 (1999-2003), 台灣溫泉水資源之調查及開發利用 (四年計畫)。
- 中島榮次 (1896) 金包里溫泉定量分析表。藥學, 528-529 頁。(日文)
- 王文祥 (1989) 大屯火山群之火山學及核飛跡定年, 國立台灣大學地質學系研究所碩士論文, 共 154 頁。
- 王振丞 (2005) 固體樣本的稀有氣體同位素分析系統之建立及其應用: 國立台灣大學地質科學研究所碩士論文, 共 67 頁。
- 王詠綸、許明義、費立沅 (2002), 台灣溫泉資源地質概述: 溫泉資源開發技術與保育管理研討會論文集, 經濟部水利署委託。
- 江政鴻 (2002) 嘉義中崙地區天然逸氣來源與自動化監測結果, 國立台灣大學地質學研究所碩士論文, 共 110 頁
- 李曉芬 (2004) 大屯火山區火山氣體成份及其冷凝水之氫氧同位素組成, 國立台灣大學地質學研究所碩士論文, 共 110 頁
- 何孝恆 (2003) 台灣北部地區大屯火山群火山噴氣來源之探討, 國立台灣大學地質學研究所碩士論文, 共 80 頁
- 何春蓀 (1986) 台灣地質概論及台灣地質圖說明書, 經濟部中央地質調查所, 共 164 頁。
- 宋聖榮, 劉佳玫 (2003) 台灣的溫泉。遠足文化, 台北縣新店市, 共 205 頁。
- 吳永助 (1973) 台灣溫泉區之地熱潛能。礦業技術, 第 10-12 期, 第 2-6 頁。
- 吳念儒 (2009) 綠島火山岩中晶體與溫泉噴氣氫同位素比值之研究, 國立台灣大學地質學研究所碩士論文, 共 70 頁
- 周順安、蔣立為、歐陽湘 (2003) 臺灣溫泉水資源潛能探討。水文地質調查與應用研討會論文集, 第 136-148 頁。
- 凌好甄 (2009) 實驗控制前驅物與溫度於無氧沈積物中微生物來源甲烷之動力學與同位素分化, 國立台灣大學地質學研究所碩士論文, 共 138 頁
- 中島榮次 (1896) 北投庄溫泉探見及分析表。藥學, 408-411 頁。(日文)
- 恩田重吉 (1896) 金包里溫泉三種。藥學, 412-413 頁。(日文)
- 黃鑑水 (1998) 台灣地質圖 (五萬分之一), 圖幅第四號 (台北), 經濟部中地質調查所, 第二版, 共 61 頁。
- 陳文政、費立沅、黃智昭 (2003) 礁溪溫泉水文地質概況。經濟部中央地質調查所業務成果發表會手冊, 第 75 頁。
- 陳文福 (2005) 台灣溫泉水之氧化還原電位研究。行政院國家科學委員會專題研究計畫, 共 35 頁。
- 陳文福 (2006) 台灣地下水與溫泉中之硫與金屬離子之地球化學。行政院國家科

- 學委員會專題研究計畫，共 77 頁。
- 陳正宏（1990）台灣的火成岩，經濟部中央地質調查所，共 137 頁。
- 陳冠樵（2009）台灣熱泉生態系統中微生物代謝之生物能量評估，國立台灣大學地質學研究所碩士論文，共 110 頁
- 陳肇夏（1981）地熱地質與探勘，貞觀出版社，共 115 頁。
- 陳肇夏（1989）台灣的溫泉成因與地熱探勘之我見，地質，第一卷，第 2 期，107~117 頁。
- 陳肇夏（1989）台灣的溫泉和地熱，地質，第九卷，第 2 期，327~340 頁。
- 陳肇夏（1994）大地的氣息，陽明山國家公園管理處，共 308 頁。
- 陳耀麟（2002）大屯火山區溫泉水之化學成分及其對河水之影響，國立台灣大學地質學研究所博士論文，共 171 頁
- 程楓萍（1987）陽明山國家公園水資源調查與利用規劃及管理，陽明山國家公園管理處，共 178 頁。
- 楊燦堯（1998）稀有氣體在弧陸碰撞地附近之應用 島弧岩漿成因之研究。行政院國家科學委員會，臺北市。
- 楊燦堯（1999）陽明山國家公園大屯火山群之氦氣及其同位素地球化學之研究。陽明山國家公園管理處，臺北市。
- 楊燦堯（2000）大屯火山群火山噴氣與溫泉氣之地球化學研究。內政部營建署陽明山國家公園管理處，臺北市。
- 劉佳政（2002）台灣南部二氧化矽熱流量及熱構造之研究，國立台灣大學地質學研究所碩士論文，共 94 頁。
- 劉聰桂、宋聖榮（2002）溫泉水質與水量。溫泉資源開發技術與保育管理研討會論文集，第 69—125 頁。
- 顏滄波（1955）台灣之溫泉。台銀季刊，第 7 卷，第 2 期，第 129-147 頁。
- 礦業研究所（1969）大屯火山群地熱探勘工作報告之一。礦研所報告，第 90 號。
- 礦業研究所（1970）大屯火山群地熱探勘工作報告之二。礦研所報告，第 102 號。
- 礦業研究所（1971）大屯火山群地熱探勘工作報告之三。礦研所報告，第 111 號。
- 礦業研究所（1973）大屯火山群地熱探勘工作報告之四。礦研所報告，第 126 號。
- 礦業研究所（1975）臺灣地熱資源探勘工作報告之一。礦研所報告，第 146 號。
- 礦業研究所（1977）臺灣地熱資源探勘工作報告之二。礦研所報告，第 163 號。
- 礦業研究所（1978）臺灣地熱資源探勘工作報告之三。礦研所報告，第 170 號。
- 礦業研究所（1979）臺灣地熱資源探勘工作報告之四。礦研所報告，第 174 號。
- 礦業研究所（1980）臺灣地熱資源探勘工作報告之五。礦研所報告，第 181 號。

## 英文部分

- Arnorsson, S., Bjarnason, J.O., Giroud, N., Gunnarsson, I. and Stefansson, A., 2006. Sampling and analysis of geothermal fluids. *Geofluids*, 6(3): 203-216.
- Chen, C.H.a.W., Y.J., 1971. Volcanic geology of the Tatun geothermal area, northern Taiwan. *Proc. Geol. Soc. China*, 14: 5-20.
- Clarke, W.B., Jenkins, W.J. and Top, Z., 1976. Determination of Tritium by Mass-Spectrometric Measurement of He-3. *International Journal of Applied Radiation and Isotopes*, 27(9): 515-522.
- Craig, H., 1969. Source Fluids for Salton Sea Geothermal System. *American Journal of Science*, 267(2): 249-&.
- Crill, P.M. and Martens, C.S., 1986. Methane Production from Bicarbonate and Acetate in an Anoxic Marine Sediment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(9): 2089-2097.
- Di Napoli, R. et al., 2009. A model for Ischia hydrothermal system: Evidences from the chemistry of thermal groundwaters. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 186(3-4): 133-159.
- Hilton, D.R., Hoogewerff, J.A., Vanbergen, M.J. and Hammerschmidt, K., 1992. Mapping Magma Sources in the East Sunda-Banda Arcs, Indonesia - Constraints from Helium-Isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(2): 851-859.
- Hoehler, T.M., Alperin, M.J., Albert, D.B. and Martens, C.S., 1994. Field and Laboratory Studies of Methane Oxidation in an Anoxic Marine Sediment - Evidence for a Methanogen-Sulfate Reducer Consortium. *Global Biogeochemical Cycles*, 8(4): 451-463.
- Holland, P.W. and Emerson, D.E., 1987. A Determination of the He-4 Content of near-Surface Atmospheric Air within the Continental United-States. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 92(B12): 12557-12566.
- Juang, W.S., 1993. Diversity and origin of Quaternary basaltic magma series in northern Taiwan. *Bull. National Museum of Natural Sci.*, 4: 125-166.
- Kennedy, B.M., Reynolds, J.H. and Smith, S.P., 1988. Noble-Gas Geochemistry in Thermal Springs. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 52(7): 1919-1928.
- Kuivila, K.M., Murray, J.W., Devol, A.H. and Novelli, P.C., 1989. Methane Production, Sulfate Reduction and Competition for Substrates in the Sediments of Lake Washington. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(2): 409-416.
- Kurz, M.D., 1986. Cosmogenic Helium in a Terrestrial Igneous Rock. *Nature*, 320(6061): 435-439.
- Lal, D., 1988. Insitu - Produced Cosmogenic Isotopes in Terrestrial Rocks. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16: 355-388.

- Mamyrin, B.A., Anufriev, G.S., Kamenski.II and Tolstikh.In, 1970. Isotopic Composition of Helium in Atmosphere. Doklady Akademii Nauk Sssr, 195(1): 188-&.
- Matsuda, J. et al., 2002. The He-3/He-4 ratio of the new internal He Standard of Japan (HESJ). Geochemical Journal, 36(2): 191-195.
- Phelps, T.J. and Zeikus, J.G., 1984. Influence of Ph on Terminal Carbon Metabolism in Anoxic Sediments from a Mildly Acidic Lake. Applied and Environmental Microbiology, 48(6): 1088-1095.
- Piper, A.M., 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. Transactions-American Geophysical Union, 25: 914-923.
- Sarda, P., Staudacher, T., Allegre, C.J. and Lecomte, A., 1993. Cosmogenic Neon and Helium at Reunion - Measurement of Erosion Rate. Earth and Planetary Science Letters, 119(3): 405-417.
- Teng, L.S., 1996. Extensional collapse of the northern Taiwan mountain belt. Geology, 24(10): 949-952.
- 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. Jour. Geol. Soc. China, 35: 1-18.
- Ueno, Y., Yamada, K., Yoshida, N., Maruyama, S. and Isozaki, Y., 2006. Evidence from fluid inclusions for microbial methanogenesis in the early Archaean era. nature, 440(7083): 516-519.
- Umeda, K., Ninomiya, A. and Negi, T., 2009. Heat source for an amagmatic hydrothermal system, Noto Peninsula, Central Japan. Journal of Geophysical Research-Solid Earth, 114(B1): -.
- Wang, K.L., Chung, S.L., Chen, C.H. and Chen, C.H., 2002. Geochemical constraints on the petrogenesis of high-Mg basaltic andesites from the Northern Taiwan Volcanic Zone. Chemical Geology, 182(2-4): 513-528.
- Wang, K.L. et al., 1999. Post-collisional magmatism around northern Taiwan and its relation with opening of the Okinawa Trough. Tectonophysics, 308(3): 363-376.
- Wang, K.L. et al., 2004. Geochemical constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the northern Taiwan region. Journal of Petrology, 45(5): 975-1011.
- Wilcock, R.J., Mchale, J.L., Battino, R. and Wilhelm, E., 1978. Solubility of Gases in Liquids .12. Solubility of He, Ne, Ar, Kr, O2, N2, Co, Co2, Ch4, Cf4, and Sf6 in Octamethylcyclotetrasiloxane at 292 to 313-K. Fluid Phase Equilibria, 2(3): 225-230.
- Wilhelm, E. and Battino, R., 1971. Solubility of Gases in Liquids .4. Calculations on Gas Solubilities in Hexafluorobenzene and Benzene. Journal of Chemical

Thermodynamics, 3(6): 761-&.

Wilhelm, E., Battino, R. and Wilcock, R.J., 1977. Low-Pressure Solubility of Gases in Liquid Water. Chemical Reviews, 77(2): 219-262.



# 附錄

## 溫泉水中各溶解氣體之空氣含量

溫泉點位	溫度 (K)	Ar	N <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	CO <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>
樹林京陵	317	52.13%	8.45%	0.00%	77.10%	114.97%
冷水坑	307.8	23.48%	6.23%	0.00%	4.85%	394.15%
秀巒	331	9.98%	2.82%	0.01%	58.75%	95.78%
六重溪	306.1	28.31%	6.55%	0.00%	46.77%	241.80%
關子嶺	351.3	16.49%	2.99%	0.00%	3.79%	272.48%
巴陵	308.1	12.67%	2.95%	0.02%	39.24%	400.53%
知本	317.5	11.81%	2.80%	0.09%	96.69%	2155.03%
北埔	299.1	302.65%	16.05%	0.26%	4.40%	260.55%
泰安	313	12.10%	2.99%	0.09%	30.71%	215.52%
小油坑	335	12.35%	2.58%	0.05%	87.36%	149.26%
庚子坪	369.6	9.80%	1.88%	0.09%	14.53%	128.88%
八煙	337.2	9.44%	2.66%	0.00%	181.36%	152.11%
中崙	301.5	216.53%	26.56%	0.00%	3.88%	134.83%
清泉	333.4	23.52%	6.28%	0.00%	8.85%	278.71%
紅葉	350.8	31.00%	7.44%	0.02%	1.55%	23.32%
蘇澳	296.9	99.01%	16.84%	0.01%	4.50%	283.14%
安通	334.5	15.56%	4.06%	0.00%	863.44%	81.94%
瑞穗	317.5	94.34%	12.39%	0.02%	2.75%	236.78%
文山	318.8	12.51%	3.35%	0.01%	11.63%	71.01%
馬槽	322.6	36.03%	6.33%	0.00%	3.67%	92.34%
清水	336.5	28.20%	5.83%	0.07%	2.82%	48.68%
礁溪	329.6	17.55%	2.97%	0.16%	23.82%	74.04%
綠島朝日	363.1	1060.63%	2.97%	0.00%	535.10%	18.10%
新興	328	18.08%	3.21%	0.00%	23.36%	35.31%

## 氦同位素分析結果表

Site	$^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$	$R_A$	$^4\text{He}$ (ppm)	$^4\text{He}$ (mmol)
礁溪	2.00	0.50	14.98	4.56E-06
蘇澳	0.34	0.91	5.45	2.76E-07
八煙	0.47	0.67	15.16	4.21E-06
紅葉	0.60	0.98	3.00	1.11E-06
綠島朝日	1.67	5.54	30.52	6.02E-06
中崙	2.15	4.39	3.31	2.09E-06
安通	0.10	2.14	10.72	2.92E-06
庚子坪	1.18	3.59	1.86	5.59E-07
轆轤	0.31	0.97	6.43	2.11E-06
瑞穗	0.56	1.43	0.69	4.36E-07
馬槽	0.30	1.46	2.93	7.86E-07
二子	1.20	0.37	4.16	3.21E-06
知本	0.54	0.93	2.27	1.59E-06
大油坑	0.32	1.21	6.22	2.10E-06
澗水	0.31	1.18	1.38	1.04E-06
北埔	0.17	1.32	0.10	1.41E-07
<b>ASW</b>	<b>0.286</b>	<b>1.00</b>	<b>4.55E-05</b>	<b>2.0268E-6</b>

# 溫泉的定義(摘自台灣的溫泉)

國內在溫泉法未頒佈前，溫泉尚未有一個明確的定義，僅以「由地下湧出的泉水，其溫度高於人體的體溫者；或以泉水溫度高於當地平均溫度 $5^{\circ}\text{C}$ 者」，即稱為溫泉，直到民國92年7月2日公佈之溫泉法，才將溫泉下一個明確的定義。根據溫泉法第三條：溫泉係指符合溫泉基準之溫水、冷水、氣體或地熱（蒸氣）；又依溫泉標準第二條之定義：溫水係指溫泉露頭或溫泉孔口測得之泉溫為攝氏30度以上且泉質符合下列各款之一者：

1. 溶解固體量（TDS）：在 $500\text{ (mg/L)}$ 以上。
2. 主要含量陰離子：碳酸氫根離子（ $\text{HCO}_3^-$ ） $250\text{ (mg/L)}$ 以上、硫酸根離子（ $\text{SO}_4^{2-}$ ） $250\text{ (mg/L)}$ 以上或氯離子（含其他鹵族離子） $250\text{ (mg/L)}$ 以上。
3. 特殊成分：遊離二氧化碳（ $\text{CO}_2$ ） $250\text{ (mg/L)}$ 以上、總硫化物（total sulfide）大於 $1\text{ (mg/L)}$ 、總鐵離子（ $\text{Fe}^{+2}+\text{Fe}^{+3}$ ）大於 $10\text{ (mg/L)}$ 或鐳（Ra）大於一億分之一（ $\text{curie/L}$ ）。

而冷水係指溫泉露頭或溫泉孔口測得之泉溫小於攝氏30度且其游離二氧化碳為 $500\text{ mg/L}$ 以上者；地熱（蒸氣）乃指溫泉露頭或溫泉孔口測得之蒸氣或水或其混合流體，符合第二條泉溫及泉質規定者。

以下就溫泉在地理上及地質上的分佈情形分別說明之：

## 一、地理上之分佈

台灣之溫泉分佈廣闊，大部分分佈於北部、中央山脈及其兩側山地，一部分分佈於周圍海上小島。如以縣市行政區域來分，全島縣境除了雲林縣、彰化縣及澎湖縣三線沒有溫泉外，其餘各縣境均有溫泉分佈，而以台東縣與宜蘭縣分佈最多。

## 二、地質上之分佈

地質上的分佈，指依溫泉湧出的地質性質而分可區分如下：

- （1）存在於第四紀火山活動區，而溫泉湧出地岩石為安山岩者，如陽明山、龜山島與綠島等。

(2) 存於第四紀火山活動區，而溫泉湧出地之地質為第四紀沖積層者，如 金山、磺港等。

(3) 存於第四紀火山活動區，而溫泉湧出地之地質為新第三紀層者，如 北投、頂北投等。

(4) 新第三紀層中者，如秀巒、泰安、中崙、關子嶺、奧萬大、廬山、丹大、大岡山、四重溪、蘇澳冷泉等。

(5) 古第三紀層中者，如烏來、穀關、達見、咖啡園、東埔、和社、樂樂、礁溪、員山、頭城等。

(6) 中生層，如比魯。

(7) 大南澳岩層，如大濁溪、文山、瑞穗等。

#### 溫泉的分類

溫泉水主要來自雨水滲透到地下，在高溫高壓下與岩石礦物作用，溶解固體物質及氣體，形成各種不同成分的溫泉水。台灣地區的溫泉水就化學組成，可分成含陰離子型，如碳酸氫根離子 ( $\text{HCO}_3^-$ )、氯離子 ( $\text{Cl}^-$ ) 和硫酸根離子 ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) 等及含陽離子型，如鈉 ( $\text{Na}^+$ )、鉀 ( $\text{K}^+$ )、鈣 ( $\text{Ca}^{2+}$ )、鎂 ( $\text{Mg}^{2+}$ )、鐵 ( $\text{Fe}^{2+}$ )、鋁 ( $\text{Al}^{3+}$ ) 等分述如下：

##### (1) 碳酸鹽泉

在變質岩區及火山岩區常含豐富二氧化碳，溶於水中生成碳酸，若與岩石作用即形成碳酸鹽泉，一般多為中性泉及弱鹼性泉。再細分為：

##### a、碳酸氫鈉泉 ( $\text{Na}^+$ 、 $\text{HCO}_3^-$ )：

泉質pH值約7~10， $\text{Ca}^{2+}$ 及 $\text{Mg}^{2+}$ 成分含量較少。此類溫泉多數位於變質岩區，一般泉溫較高約60~90°C之間，例如廬山溫泉等。另有少數位於沉積岩之中，其溫度較低約在35~50°C之間，例如泰安溫泉等。

##### b、碳酸氫鈣鈉泉 ( $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{HCO}_3^-$ )：

泉質pH 值約7~8。此類溫泉多位於變質岩區，一般泉溫約在50~70°C之間，

例如知本溫泉等。

c、硫酸鹽碳酸氫鈉泉 ( $\text{Na}^+$ 、 $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^-$ )：

泉質pH值約7~8。此類溫泉位於變質岩區，並有 $\text{H}_2\text{S}$ 氣體伴生。其中 $\text{SO}_4^{2-}$ 之可能來自 $\text{H}_2\text{S}$ 。其泉溫範圍較廣約在40~96°C之間，例如桃林溫泉等。

d、氯化物碳酸氫鈉泉 ( $\text{Na}^+$ 、 $\text{HCO}_3^- \geq \text{Cl}^-$ )：

泉質pH值約6~7。此類溫泉分佈於變質岩區，泉溫約在44°C，例如瑞穗溫泉等。

### (2) 硫酸鹽泉

可能來自火山氣體、硫化物氧化、蒸發鹽類、海水與原生水等。前兩者會造成酸性泉，其他均為中性泉，又可細分為：

a、酸性硫酸鹽泉 ( $\text{H}^+ \geq \text{Na}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{SO}_4^{4-}$ )：

泉質pH值約1~3。此類酸性溫泉乃由火山區內硫化物（如 $\text{H}_2\text{S}$ ， $\text{SO}_2$ ， $\text{S}_2$ ， $\text{FeS}_2$ 等）與地下水作用形成硫酸鹽，因常有噴氣孔之存在故溫度較高約80~99°C。此類溫泉大都分佈於大屯山區，例如陽明山溫泉等。

b、中性硫酸鹽泉 ( $\text{Ca}^{2+} \geq \text{Na}^+$ 、 $\text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^-$ )：

泉質pH值約6~7。此類溫泉分佈於變質岩區，其泉溫約在68°C，例如文山溫泉等。

### (3) 氯化物泉

可能來自海水、原生水、火山氣體或火成岩，除火山氣體會造成酸性之外、其餘來源大都為中性泉，可細分為：

a、碳酸氫鈉氯化物泉 ( $\text{Na}^+$ 、 $\text{Cl}^- > \text{HCO}_3^-$ )：

泉質pH值約8~9。泉水濃度較高（10,000 ppm 以上）的溫泉大部分湧自海相沉積的油田地區，其泉溫約50~84°C，例如關子嶺等溫泉。泉水濃度低（10000ppm 以下）的溫泉主要湧自沖積層，此類泉溫約68°C，例如員山等溫泉。

b、酸性硫酸鹽氯化物泉 ( $\text{H}^+ > \text{Na}^+$ 、 $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$ )：

泉質pH值約1~4。此類溫泉因火山區深部熱水，因滲入火山氣體（除了硫化物

外尚有HCl) 再加上與地表氧化帶含硫酸之泉水相混而酸化，此類泉溫溫度較高約80~100°C，例如：北投等溫泉。

c、 中性硫酸鹽氯化物泉 ( $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+、\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{-2}$ )：

泉質pH值約8~9，NaCl之含量大，此類溫泉溫度約64°C，例如安通等溫泉。



## 露頭描述

小油坑：最大噴氣口下附近，水源頭亦在附近，水流依坡度蜿蜒而下時呈一窪窪小池，有些池子坡度很陡，無法站立，有些池水極濁。選擇能夠到達的最上游，沒有氣泡形成，且深度超過採樣瓶的池子進行採樣。池水溫度高，周圍覆蓋灰黃色的泥質物，應是火成岩風化後產物，火山氣體由孔洞噴出。此點因自然環境常改變，重覆採樣時無法在同一池採，但點位彼此相距一公尺內，所得數據類似。

中山樓：區內有三池，在最低的池採樣。旁有白色及黃色沉澱物，應為碳酸鹽類及硫化物。在池附近的路面可見破裂，伴隨火山氣體上升（白色煙霧）。

地熱谷：池大，溫度高，無法靠近池中央，在池邊採樣。周圍有植物覆蓋，採樣時要避免樹葉等有機物汙染。

冷水坑：近小油坑，沿一小路進去，走至無路左彎往上爬一段，可見大山洞，但無水。下游 L2 池中亦有氣泡產生，不是死水，水溫低於體溫，選擇此點，在遠離氣泡處採樣。此點位一共去了三次，最大池一直無水。

馬槽：bubble 很大，有好幾窪，有分別採。

硫磺谷：從停車場處進去，繞到對面採。園內有台北市自來水事業處引水注入的水泥池及平地的天然池，主要噴氣口位於斷層壁上，有白色黏土、硫磺結晶，發生小崩塌。選擇天然池採，池邊有泥質沉積物，可能是火成岩熱水換質後產物混合有機物，採樣時須注意有機物汙染。池中也有氣泡上湧，在遠離氣泡處採樣。

頂北投（媽祖窟）：在公共浴池採樣，水管引水至浴池，再混入冷水。此公共浴池泡湯者眾，據當地居民說法，源頭在男湯，不可得而在女湯採。

湖山：在湖山國小採，校內有水泥池，大樓內有溫泉室，選擇在溫泉室採。

胡宗南墓：詢問看守的人，湧水已乾

陽明山：詢問氣象觀測站人員，湧水已乾

竹子湖：詢問氣象觀測站人員，湧水已乾

龍鳳谷（雙重溪）：在頂北投下游，擇有氣泡且水清的池採。

八煙：野溪溫泉，停車後約步行 15 分鐘即可見。當地有溪水，另有溫泉水流從上匯入。

大埔：在金湧泉溫泉飯店採，大池，藻類多，口罩掉。

四磺坪：礦業公司允許，平地大，擇其中一池採樣。

社寮：很難找的公共浴池，金山青年活動中心附近。

庚子坪：水溫最燙的點，且火山氣體噴出，水濁。

金山：在最有名的溫泉旅館採。

水尾：公共浴池，水管堵住，源頭被關，並無採樣。

磺港：在公共浴池採樣，散熱不好，外有泡腳池。

四稜：路途崎嶇，要一小時才到，本有流籠鋼索，都被沖斷。途中碰到新店救員隊，他們說下星期還要去，可是我沒有再去...

爺亨：據當地居民說已被埋掉。

新興：2009/12/6 再去，溪水小到可採水。

巴陵溫泉：在北橫貫下巴陵溫泉山莊內採樣，自挖井 700 多公尺。

小錦屏：有好幾池，人工用大石圍住，區隔出野溪與溫泉.正好碰到常來泡的人，經詢問後裝最高溫那窟，水源頭在石下。

北埔冷泉：黃昏時去，很暗，有兩池，只裝距攔沙壩近的池。

秀巒：吳孟寰去的時候比較燙，自己再去時似乎下過雨，故記錄是之前的溫度。

泰崗：據當地居民說已被埋掉。

清泉：在清泉溫泉旅館後方山壁採樣。

安通-1：為安通溫泉飯店內的中研院鑽井，僅採水化學標本。

安通-2：為安通溫泉飯店內的中研院鑽井旁的池子，非鑽井水源。

安通-3：幸運發現旅館內草地有小洞，內有自然出露溫泉，水溫比井與池都高。

澗水溪：在澗水飯店附近的井採樣，可能為工研院或政府鑽井。

中崙-1：在中崙濁水潭採樣，水非常濁，過濾不易，有瓦斯味。

中崙-2：在某個遊樂區的大池採樣，池中有 bubble。

中崙-3：在連接濁水潭樓梯入口處的無名井採樣，似乎是當地自打井。

六重溪：天然露頭已消失，本在千霞園溫泉飯店後方，店主有導水源。

龜丹：尋而不遇，未採樣，後學長再去有得。

關子嶺：在山壁採。

旭海：在公共浴池採，原本在外面露天浴池採，經民眾告知浴池內才是源頭。外面小池子是從公共浴池流出，公共浴池分為熱池與溫池，水從熱池流向溫池。後來發現告知的民眾是外面小池子的所有者，大方出借非常感謝。外有大螢幕顯示水溫，但比實際量測到的溫度低。

四重溪：在公共浴池採，附近很多溫泉旅館，由於在女湯採，無照片。

紅葉-1：在娜魯灣溫泉採，園內有兩口井，選擇較低溫井採，但仍有 99.5°C，是本研究中最高溫的點位。此井深約兩百公尺，水在 40 公尺處就可打到，內常有碳酸鈣結晶，服務人員說即使每天換水，民眾還是抱怨水很髒。野溪露頭就在園區旁，但去時正值夏天，溪水很急，無法過溪採樣。

紅葉-2：在紅葉溫泉採，園內有兩口井，一井約十公尺深，直接接入旅館，另一井口有大量白色碳酸鹽類沉澱，現已不用，取此井水樣，水質清澈。

利吉：在公路旁，沿一小路下，約五分鐘即抵達。水溫很低。

知本：在東美飯店採樣，天然露頭已找不到。

金峰：在工研院鑽井採，天然露頭已找不到。

土坂：民眾說大雨沖垮橋梁，溫泉也被掩埋，已無水。

泰安：警光山莊，日據時代就有，不知井有多深，野溪因颱風已毀

礁溪：在春和溫泉會館採樣，井深可達 2000 公尺，為當地人工井最深。

員山：自然湧出已乾，在溫泉旅館採樣。

梵梵：過一國小圍牆，沿溪走，去時為枯水期，水不大。

清水：7/10 採山壁水管流出處，後 12/4 再去，水管已消失，採更裡面的山壁。

排骨溪：多望溪溫泉的工人們熱心告知點位，比地圖上標示路徑更易到達。有很多人泡，風景優美，河谷窄，泉水清澈。

蘇澳冷泉：採門口的甕，很涼。

土場（天狗溪）：在工研院鑽井處採，每隔一段時間井水會湧出如洩洪，水道旁沒有站立處，水溫極高。原有野溪露頭，但已找不到。

多望溪：在多望溪河床出露，離遊客中心不遠，溪谷正好有工事，詢問工人才知道工程開挖時，溫泉出露。

仁澤：在鳩之澤溫泉遊樂區的煮蛋區採樣，非常燙，有 bubble。

碧侯：位置明顯，沿路走剪有柵欄處即可下溪（為南澳北溪），溪旁鐵皮搭有小棚，棚下的水泥池就是碧侯溫泉。

文山：位處太魯閣國家公園內，溪邊有潭，山壁邊亦有潭，水自山壁潭流下溪邊。水質清澈。

富源：為民眾私井，打井 380 公尺，但 120 公尺就碰到含水層。水溫很冷，且地層不同。

瑞穗-1：在黃家溫泉採樣，水從水管出露時為透明無色，裝瓶後即變為黃褐色，是由於水中有  $\text{Fe}^{2+}$ ，接觸到空氣後氧化成  $\text{Fe}^{3+}$  而變色。（台灣的溫泉）

瑞穗-2：在虎爺溫泉採，水管直接引入泡湯池內，未混入冷水，水溫不高，水亦成黃褐色，據老闆說旅館後方本有天然露頭，現已消失。

東里：尋而不遇，在民宅接管採樣。

## 各點位陰陽離子濃度

採樣日期	點位	Ca/44	Mg/24	Na/23	K/39	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>
090715	四區	1.84	0.05	95.09	2.18	B.D.L.	28.77	9.27
090725	東里	15.17	1.21	33.76	0.16	B.D.L.	1438.30	463.50
090716	梵梵	42.77	11.74	205.71	13.86	780.80	49.14	4.94
090708	龍鳳谷	36.69	13.09	25.78	6.45	B.D.L.	64.86	14.63
090716	排骨溪	57.64	17.22	216.28	20.49	771.65	65.66	4.38
090710	清水-1	47.81	20.86	234.29	6.27	890.60	3.37	14.53
091204	清水-2	39.16	16.57	151.79	4.10	3389	29.035	4.789
091204	清水-3	7.23	14.68	274.61	8.88	3389.00	38.00	41.29
090625	蘇澳-1	7.66	1.98	6.34	3.51	B.D.L.	67.85	77.65
091127	蘇澳-2	24.13	12.12	72.65	1.21	329.00	32.17	8.76
090707	馬槽-1	45.05	18.37	21.36	64.96	B.D.L.	153.37	10.18
091202	馬槽-2	47.13	18.45	21.18	5.98	808.25	9.14	141.05
091206	新興-1	20.47	7.65	154.61	5.15	576.45	16.85	5.26
091206	新興-2	16.28	5.60	175.28	5.68	585.60	27.78	5.53
090708	媽祖窟	132.16	103.57	109.97	39.04	911.95	B.D.L.	B.D.L.
090716	多望溪	27.78	10.66	374.54	5.76	1107.15	101.25	75.50
091125	文山	257.37	44.64	152.27	10.87	439.20	13.96	670.75
090625	礁溪-1	7.95	0.55	231.55	10.49	753.35	6.74	29.05
091204	礁溪-2	14.11	3.15	303.46	10.28	763.00	25.23	2.77

090727	旭海	14.89	2.35	629.69	4.59	1451.80	3.97	30.26
090709	庚子坪-1	86.61	61.97	28.26	10.30	B.D.L.	3515.08	B.D.L.
091028	庚子坪-2	32.24	22.88	20.19	4.20	B.D.L.	1347.35	113.95
090709	礮港	313.70	163.95	1230.75	108.53	B.D.L.	B.D.L.	1934.85
090707	小油坑-1	294.11	125.64	177.80	23.19	B.D.L.	995.68	708.11
091028	小油坑-2	202.62	94.00	126.14	14.35	B.D.L.	762.175	551.7
090716	天狗溪	6.34	1.07	1267.19	20.32	2705.35	43.15	6.82
090716	仁澤	2.54	0.47	1319.22	18.08	3040.85	69.10	87.25
090725	富源	37.97	4.20	692.87	17.49	1482.30	3455.00	4362.50
090727	金峰	2.71	0.46	2048.74	23.50	2455.25	B.D.L.	3.22
090727	四重溪	2.59	0.41	682.33	3.53	1506.70	6.86	16.83
091110	八煙	23.65	8.33	17.92	2.43	B.D.L.	371.22	27.88
091126	安通-1	43.36	0.02	602.23	2.50	1263.00	308.19	668.55
091126	安通-2	86.81	0.06	632.64	2.55	B.D.L.	366.92	693.54
091126	安通-3	56.66	0.04	643.61	2.02	B.D.L.	317.54	679.74
090725	瑞穗-1	23.18	95.39	1509.51	97.83	2443.05	B.D.L.	3.23
091126	瑞穗-2	157.15	6.58	652.64	35.81	1513.00	14.53	737.64
091126	紅葉	29.91	1.63	669.46	22.90	35072.00	55.56	88.21
090708	地熱谷	172.23	53.19	622.53	262.47	B.D.L.	2252.89	2366.67
090706	大埔-1	185.80	168.19	1789.95	188.70	B.D.L.	1596.16	3319.90
091202	大埔-2	160.12	124.85	1297.27	131.42	B.D.L.	2682.16	927.56
090706	大油坑	33.14	8.13	24.34	62.53	B.D.L.	7757.50	1950.78
090717	澮水	9.61	30.40	7243.24	191.54	10998.30	4.13	700.00

090726	利吉	140.90	0.47	2193.34	4.02	B.D.L.	B.D.L.	B.D.L.
090707	中山樓	11.36	1.76	7.09	0.90	B.D.L.	84.78	43.00
090717	中崙山壁	4.72	9.35	9661.82	155.24	7783.60	26.55	700.00
091111	中崙-1	27.84	28.37	7273.89	138.33	1992.00	243.05	86.10
091112	中崙-2	18.89	52.72	7284.30	256.20	13465.75	96.66	170.80
091112	中崙-3	1.86	70.84	11180.79	254.48	23226.00	99.18	225.50
091205	綠島	6128.73	0.11	8097.08	136.19	B.D.L.	24075.50	410.90
090708	硫磺谷	15.52	3.48	9.81	2.51	B.D.L.	311.31	36.12
090710	員山	7.30	3.55	377.41	3.87	573.40	6.40	306.80
090820	冷水坑	100.63	26.78	17.53	2.64	B.D.L.	200.25	117.78
090709	社寮	160.16	102.53	596.53	90.09	B.D.L.	384.28	1340.43
090708	湖山	129.45	76.24	62.47	17.61	857.05	91.05	128.77
090709	金山	132.34	80.83	201.25	39.25	454.45	160.70	558.72
090918	關子嶺-1	5.33	2.08	4482.48	156.09	6087.80	72.54	116.60
091111	關子嶺-2	10.57	6.91	1967.97	118.07	4864.75	72.543	116.6

(單位：ppm)

B.D.L.：Below Detect Limitation，低於該機器偵測極限。