



花蓮縣瑞林地區 地質模型建置與資源潛能評估(1/2)

期末報告

報告書內容屬於初步研究成果，僅供地熱探勘應用之參考。限於調查與使用精度差異，特定目的之規劃應依相關需求從事進一步調查工作。

委託單位

經濟部地質調查及礦業管理中心

執行單位

財團法人中興工程顧問社、豐宇綠能股份有限公司

中 華 民 國 113 年 3 月





經濟部

Ministry of Economic Affairs



花蓮縣瑞林地區地質模型建置與資源潛能評估(1/2)

期末報告書

目錄

目錄.....	I
圖目錄.....	III
表目錄.....	VI
一、計畫摘要.....	1
二、前言.....	2
(一) 計畫緣起.....	2
(二) 計畫目標及概述.....	2
三、重點區域補充調查.....	4
(一) 地質調查.....	4
1. 調查背景.....	4
2. 地熱地質加強調查.....	10
3. 建構儲集層裂隙滲透率模型.....	12
4. 其他地熱地質調查結果.....	22
(二) 地球物理探測.....	277
1. 地動觀測.....	277
2. 地電阻影像探測.....	40
(三) 地球化學分析.....	522
1. 基本介紹.....	522
2. 採樣分析成果與資料解釋.....	555
3. 岩芯紀錄試驗與分析.....	65
四、地下資源加強確認.....	72
(一) 地質探勘井施作.....	72
1. 地質探勘井鑽鑿.....	72
(二) 岩芯提取及試驗.....	73
1. 岩芯提取.....	73
2. 井內試驗-溫度、壓力.....	76
(三) 鑽探紀錄及資料檢核.....	80
五、計畫成果精進更新.....	84
(一) 三維地熱地質概念模型.....	84
1. 溫度場模型更新.....	84

2. 地電阻量測資料與溫度場模型比對	87
(二) 地熱潛能範圍圈繪.....	89
(三) 資源蘊藏量精進評估.....	90
1. 地熱資源估算方法	91
2. 地熱資源估算主要參數	91
3. 地熱資源潛能估算	93
4. 發電潛能評估.....	94
六、期末成果總結	95
(一) 地質調查.....	95
(二) 地球物理探測.....	95
(三) 地球化學分析.....	96
(四) 地質探勘井施作.....	97
(五) 岩芯提取及試驗.....	97
(六) 鑽探紀錄及資料檢核.....	98
(七) 地下資源觀測.....	98
(八) 三維地熱地質概念模型.....	98
(九) 地熱潛能範圍圈繪.....	98
(十) 資源蘊藏量精進評估.....	錯誤! 尚未定義書籤。
引用文獻.....	106

圖目錄

圖 2-1 本計畫目標範圍(黑框內)	3
圖 3-1 臺灣東部簡化地質圖及瑞林-紅葉地熱地區的位置	5
圖 3-2 玉里帶及周圍地區的地質圖	6
圖 3-3 瑞林-紅葉地區地質剖面	6
圖 3-4 瑞林-紅葉地區的淺循環儲熱層概念模型平面切片圖	7
圖 3-5 瑞林-紅葉地區的淺循環儲熱層概念模型剖面圖	8
圖 3-6 瑞林-紅葉地區的地熱地質綜合概念模型	9
圖 3-7 地熱地質模型範例(取自 Barbier, 2002)	10
圖 3-8 地熱地質加強調查之露頭位置圖	11
圖 3-9 露頭 2 野外照片(山下的厝)	15
圖 3-10 三維莫爾圓和破壞包絡線	15
圖 3-11 本計畫瑞穗地熱區斷層擦痕量測之露頭分佈及古應力反演投影圖	18
圖 3-12 瑞穗地熱區三維莫爾圓和破壞包絡線，以及不同位態之破裂面模擬結果	20
圖 3-13 橘色點為走向 N60W 開口節理密度的野外測量值	21
圖 3-14 瑞穗石英雲母片岩構造滲透率與斷層距離變化分布圖	21
圖 3-15 瑞穗地熱區東西向地質剖面。	22
圖 3-16 瑞穗地熱區大地電磁探測剖面。	23
圖 3-17 瑞穗北側馬遠溪的露頭及地質剖面	23
圖 3-18 瑞穗紅葉溪紅葉溫泉後側山壁的斷層帶露頭	24
圖 3-19 熱液上湧的路徑推斷	25
圖 3-20 (上)瑞穗二號井(RS-2)東西向地質剖面。(下)大地電磁探測剖面。	26
圖 3-21 震波成像技術資訊彙整	28
圖 3-22 雷利波倒退式橢圓軌跡與向量 (Schimmel et al., 2011)	29
圖 3-23 單站法剪力波速度成像技術分析流程	30
圖 3-24 地動觀測站分佈圖	31
圖 3-25 測站 H00B 時頻圖	311

圖 3-26 測站 H10G 時頻圖	32
圖 3-27 測站 H11G 時頻圖.....	32
圖 3-28 測站 H13G 時頻圖	33
圖 3-29 測站 H18G 時頻圖	33
圖 3-30 反方位角及 H/V 觀測頻譜比資料	34
圖 3-31 剪力波速度構造反演分析成果(殘差值小於 0.5)	35
圖 3-32 剪力波速度構造反演分析成果(殘差值大於 0.5)	36
圖 3-33 剪力波速度模型綜合判釋(H00B).....	38
圖 3-34 H11G 剪力波速度模型綜合預判(黑色).....	38
圖 3-35 南北向(A)電阻及(B)剪力波波速模型剖面綜合性判釋	39
圖 3-36 地電阻影像剖面測線位置圖(座標系統 TWD97)	40
圖 3-37 地電阻影像剖面測線與遠電極相關位置圖(座標系統 TWD97).....	42
圖 3-38 地電阻影像剖面探測現場施測照片	43
圖 3-39 地電阻影像剖面儀器配置圖	45
圖 3-40 雙極排列法施測過程之電極更換示意圖	46
圖 3-41 不同地層岩性所對應之電阻率分布範圍 (楊等(1998)).....	48
圖 3-42 R1 剖面探測成果圖	50
圖 3-43 R2 剖面探測成果圖	51
圖 3-44 本期計畫採樣位置圖	55
圖 3-45 HY-2 之採樣照片與基本性質	57
圖 3-46 HY-4 之採樣照片與基本性質.....	57
圖 3-47 ZSRD1055 之採樣照片與基本性質	58
圖 3-48 1047gw 之採樣照片與基本性質	58
圖 3-49 MYMT-gw 之採樣照片與基本性質	59
圖 3-50 YSY 之採樣照片與基本性質	59
圖 3-51 RS-feet 之採樣照片與基本性質	60
圖 3-52 GSMMA-RS-1- 408.37m 之採樣照片與基本性質	60
圖 3-53 GSMMA-RS-1- 412.42m 之採樣照片與基本性質	61

圖 3-54 RF 之採樣照片與基本性質	611
圖 3-55 瑞穗溫泉與天水之氫氧同位素圖	64
圖 3-56 能量頻譜分析儀構造示意圖	66
圖 3-57 (a) EDS 特性 X 光頻譜產生原理 (b)特性 X 光頻譜圖.....	67
圖 3-58 掃描式電子顯微鏡 Thermo Phenom XL SEM.....	67
圖 4-1 鑽探井位位置圖	72
圖 4-2 鋼纜式取芯工法取芯作業流程	74
圖 4-3 岩芯箱書寫範例示意圖	75
圖 4-4 岩屑樣本罐書寫範例示意圖	75
圖 4-5 (a)測棒組裝；(b)將測棒放入防噴管內並吊放至井頭.....	76
圖 4-6 GSMMA-RS-2 開井後(0min)井噴狀況.....	78
圖 4-7 捲揚機上之計深器	78
圖 4-8 PT 井測成果.....	79
圖 4-9 深度 208~212 米之岩芯照片	81
圖 4-10 深度 332~336 米之岩芯照片	81
圖 4-11 岩芯觀察照片	82
圖 4-12 岩屑觀察照片	82
圖 4-13 應用地質技師至鑽井現場檢核岩心	83
圖 5-1 溫度場模型使用的井資料點位分布	84
圖 5-2 溫度場模型	85
圖 5-3 溫度場模型剖面(西南向東北看).....	86
圖 5-4 模擬溫度與實際量測溫度比對	86
圖 5-5 PT 井測建置之溫度場模型剖面(溫度等值線)與留點溫度計量測資料建置 模型(溫度區間色塊)之比較.....	87
圖 5-6 R1 施測結果與溫度等值線比對並進行情境推測(西南往東北看).....	88
圖 5-7 (a)MT 電阻值 $<50\Omega\cdot m$ 範圍；(b)PT 井測溫度場模型溫度 $>100^{\circ}C$ 範圍； (c)PT 井測溫度場模型搭配 MT 資料推測之地熱潛能區域	89
圖 5-8 使用留點溫度計溫度資料繪製之地熱潛能區	90
圖 5-9 地熱估算資源量地表分析範圍(7.2 公里 $\times$ 11.175 公里).....	90

圖 5-10 以三維虛擬影像技術展示有效儲層體積空間分布	92
------------------------------------	----

表目錄

表 3-1 儲集層裂隙模擬輸入的參數以及計算得出的參數	14
表 3-2 模擬瑞穗開口地區節理位態輸入參數	15
表 3-3 估算裂隙滲透率輸入參數與單位列表	16
表 3-4 瑞穗開口節理滲透率計算輸入參數	17
表 3-5 瑞穗地熱區各露頭正斷層擦痕反演結果	18
表 3-6 地球物理探測工作數量表	41
表 3-7 地電阻影像剖面測線測量成果表	41
表 3-8 地電阻影像剖面探測使用遠電極位置	41
表 3-9 水樣之基本性質	56
表 3-10 前期重複之水樣之基本性質	566
表 3-11 水樣之陰離子分析結果	62
表 3-12 水樣之陽離子分析結果	63
表 3-13 水樣之氫氧同位素分析結果	64
表 3-14 岩礦分析結果	65
表 3-15 SEM 和 EDS 分析結果	69
表 3-16 碳氧同位素分析結果	71
表 4-1 Kuster 地熱專用測棒原廠建議耐溫時間	76
表 5-1 目標區地熱儲層系統與體積評估法計算所需輸入參數	92
表 5-2 地熱潛能估算表(PT 井測)	93
表 5-3 地熱潛能估算表(留點溫度計資料)	94
表 5-4 目標區發電潛能評估計算所需輸入參數	94

一、計畫摘要

中文摘要

本計畫執行花蓮縣瑞林地區地質模型建置與資源潛能評估工作，旨在透過各式補充調查，包含：現地地質調查、地球物理探勘、地球化學分析與調查井鑽鑿及岩芯/岩屑分析等地熱探勘技術，精進既有三維地熱地質模型及重新評估場址潛在的地熱儲集量能。

探勘成果將彙整於地礦中心既有雛型地熱探勘資料庫，並納入國內地熱探勘資訊平台，提供有意投入地熱開發者能充分掌握地下地質資訊，以降低地熱開發前期之探勘風險及縮短地熱開發時程，期能加速推動開發臺灣地熱開發，早日達成再生能源政策目標。

關鍵詞：地熱探勘、地質調查、測溫井、潛能評估

ABSTRACT

This project implements geological model construction and resource potential assessment in the Ruilin area of Hualien County. It aims to conduct various supplementary surveys, including: on-site geological survey, geophysical prospecting, geochemical analysis, survey well drilling and core/cuttings analysis and other geothermal exploration techniques. Improve the existing 3D geothermal geological model and re-evaluate the potential geothermal storage capacity of the site.

The exploration results will be compiled into GSMMA's existing geothermal exploration database and incorporated into the domestic geothermal exploration information platform. This platform will provide interested geothermal developers with full access to underground geological information, thereby reducing exploration risks and shortening the development period for geothermal energy. The ultimate goal is to accelerate the development of geothermal energy in Taiwan and achieve the renewable energy policy objectives as soon as possible.

KEYWORDS: Geothermal exploration, Geological survey, Slimhole well, Geothermal resources assessment

二、前言

(一) 計畫緣起

經濟部地質調查及礦業管理中心依地質法，執行全國地質調查，包含地質資源、地質防災等應用，相關調查結果，也依地質法公開，同時也辦理地質資訊及知識推廣，滿足政府及國民對於土地地質環境認知的權利。各項對土地的地質調查，為對地下狀況更加瞭解及掌握，各項地面調查及地下調查的技術，可整合多目標研判，增進對地質資源的利用，或可能負面地質效應的避免。

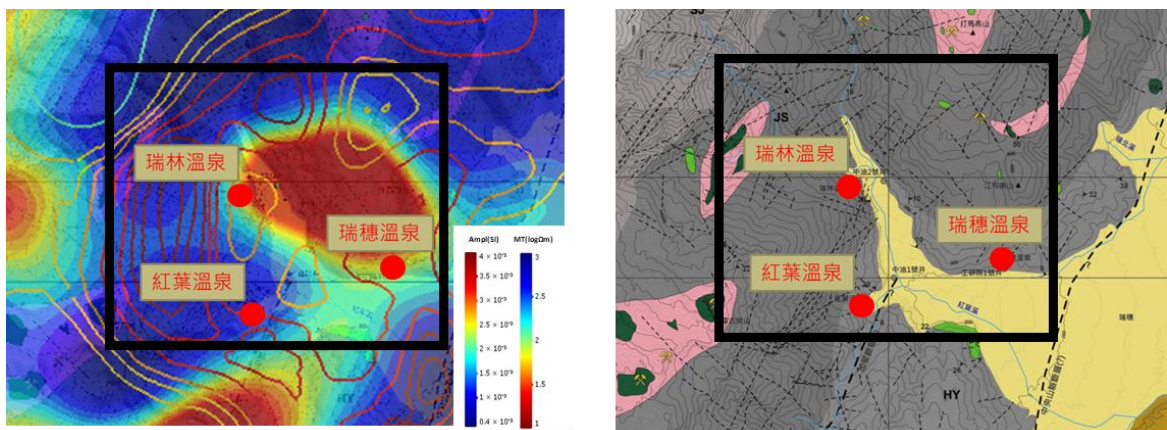
地礦中心於 110 年度開始針對花蓮與臺東兩大區域進行地質調查工作，初步盤點花東區域主要天然資源賦存區，經蒐集各候選場址的基本資料並篩選評估後，選定花蓮縣瑞林地區及臺東縣紅葉地區作為計畫重點調查區域。110 年度針對上述二區進行地質調查、大地電磁測量、地球化學分析等多項工作，111 年度進行地質探勘井鑽鑿，建立此重點調查區域之基礎背景資料，產製之地熱地質圖及建構三維地熱概念模型，可供後續當地地熱發展參考之用。

本年度「花蓮縣瑞林地區地質模型建置與資源潛能評估」計畫預計綜整前人文獻、110 及 111 年度本區探勘成果後，於資料指示區域進行補充地質探勘及地質探勘井鑽鑿，圈繪地表及地下資源好景區範圍、精進目標區地質概念模型，並評估區域地熱特性及發展潛能。

(二) 計畫目標及概述

本計畫擬以委託專業服務方式辦理，為 2 年 2 期計畫，執行期程預計自 112 年 1 月 1 日起(決標次日起)，至 113 年 12 月 15 日止；第一期期程為 112 年 4 月至 112 年 12 月 15 日止；目標重點區域為花蓮縣瑞林地區，共計約 12 平方公里的範圍(如圖 2-1)。

本計畫工作項目包含：(1)重點區域補充調查、(2)地下資源加強確認、(3)計畫成果精進更新以及(4)行政作業協助。在重點區域補充調查部分，將進行的工作包括：(1)補充地質調查、(2)地電阻影像探測、(3)地動觀測、(4)地球化學分析。並新鑽一口 800 公尺的鑽井，預計提取岩芯 300 公尺，並於鑽井完成後執行井下溫度、壓力量測與井測(項目包含：自然電位、自然伽瑪、長短距電阻率及孔內裂隙方位)。此外，為能順利推動現地地熱探勘作業，將於計畫開始執行初期即舉辦地方政府溝通會、及地方溝通說明會(若涉及原住民基本法規定事項，另須依法規辦理相關流程作業)。



(左圖為本區高程-500 公尺之地電阻切面圖；右圖為地熱地質草圖)

圖 2-1 本計畫目標範圍(黑框內)

Figure 2-1 The target area of this project (in black frame)

三、重點區域補充調查

(一) 地質調查

1. 調查背景

(1) 瑞林-紅葉地熱地質背景

瑞穗紅葉地熱區在地質地形上為中央山脈東翼的變質岩區「玉里帶」，以石英雲母片岩為主，夾雜著一些大型基性岩塊(圖 3-1)。形成一個狹長的範圍，分佈在中央山脈東翼、花東縱谷西側，從花蓮到台東，長約 150 公里，寬約 5-10 公里。在瑞林-紅葉地熱區(圖 3-2、圖 3-3)，三個主要溫泉地表出露點，都在玉里帶的石英雲母片岩中，內夾半徑可達數百公尺的數個大型基性岩塊(江布南山、打馬燕山、尊古安山等)，及為數甚多的小型基性岩塊。整合瑞林-紅葉地區岩石的岩性、變質構造、區域地體構造，加上井下溫度、大地電磁地下成像資料來判斷，研究區域內最大的儲熱構造，有兩種可能：1)石英雲母片岩中的裂隙發達的岩體，上覆較不透水的蓋層(可能是基性岩體片岩)，含有高液壓的熱水(深循環地熱)；2)是快速掘升的高溫壓熱岩體本身所提供的高地溫梯度岩石「乾熱儲集層」(淺循環地熱)。這兩種可能的解釋，還需要再進一步的驗證，雖然我們目前傾向於第一種解釋。

從大地電磁的分析解釋的四個淺層儲熱層(圖 3-4)，分別在：1)瑞林溫泉底下(地下數百公尺到 1.5 公里深左右)，並向東北延續到打馬燕山(Reservoir 1)；2)紅葉溫泉底下(近地表到 1 公里深左右)(Reservoir 2)；3)瑞穗溫泉底下(近地表到 1 公里深左右)，並向北延伸至打馬燕山(Reservoir 3)；4)尊古安山底下(地下數百公尺到 1.5 公里深左右)(Reservoir 4)。本區有三個天然溫泉，其中兩個天然溫泉(紅葉、瑞林)顯示尊古安山塊體及流域提供了部分熱源及天水/地下水補注來源；而另一個瑞穗溫泉(外溫泉)則屬於打馬燕山及其南坡支流所提供的部分熱源及天水/地下水補注來源。至於在地熱(水)的傳輸通道上，斷層及節理似乎是目前概念中傾向的主要兩個傳輸地質構造。瑞林-紅葉地區的節理大致可以分為三組，走向 300~330 這一組節理是普遍存在的。區域地質上的斷層在地表並不容易觀察清楚，主要受限於露頭普遍不佳及變質岩岩性混合的特性。主要可能的斷層有中央山脈斷層(走向 010-022)及沿著紅葉溪分佈的可能斷層(走向 300-330)。大地電磁探測影像在沿著地表紅葉溪方向上，有 2-3 組接近垂直的電性(或磁性)邊界，延伸有數公里的尺度，作為可能的主要地熱地質的構造，可能作為熱液循環的阻隔或上升通道(圖 3-5)。

前期提出了瑞穗地熱有兩種熱液循環：1)淺循環，2)深循環(圖 3-6)。在本區西側的瑞林溫泉及紅葉溫泉，屬於淺循環為主，深循環為輔；溫泉水反應了低氯離子濃度及無碳酸鹽，來源多為天水。本區東側的瑞穗溫泉，屬於深循環為主，淺循環為輔，溫泉水化學反應了高氯離子濃度及富含碳酸鹽；其中碳酸鹽離子，推測來自於更西側高山地區的太魯閣帶的大理岩。而深循環的水，似乎是受到中央山脈斷層的阻隔，斷層也成為熱液的上升通道。

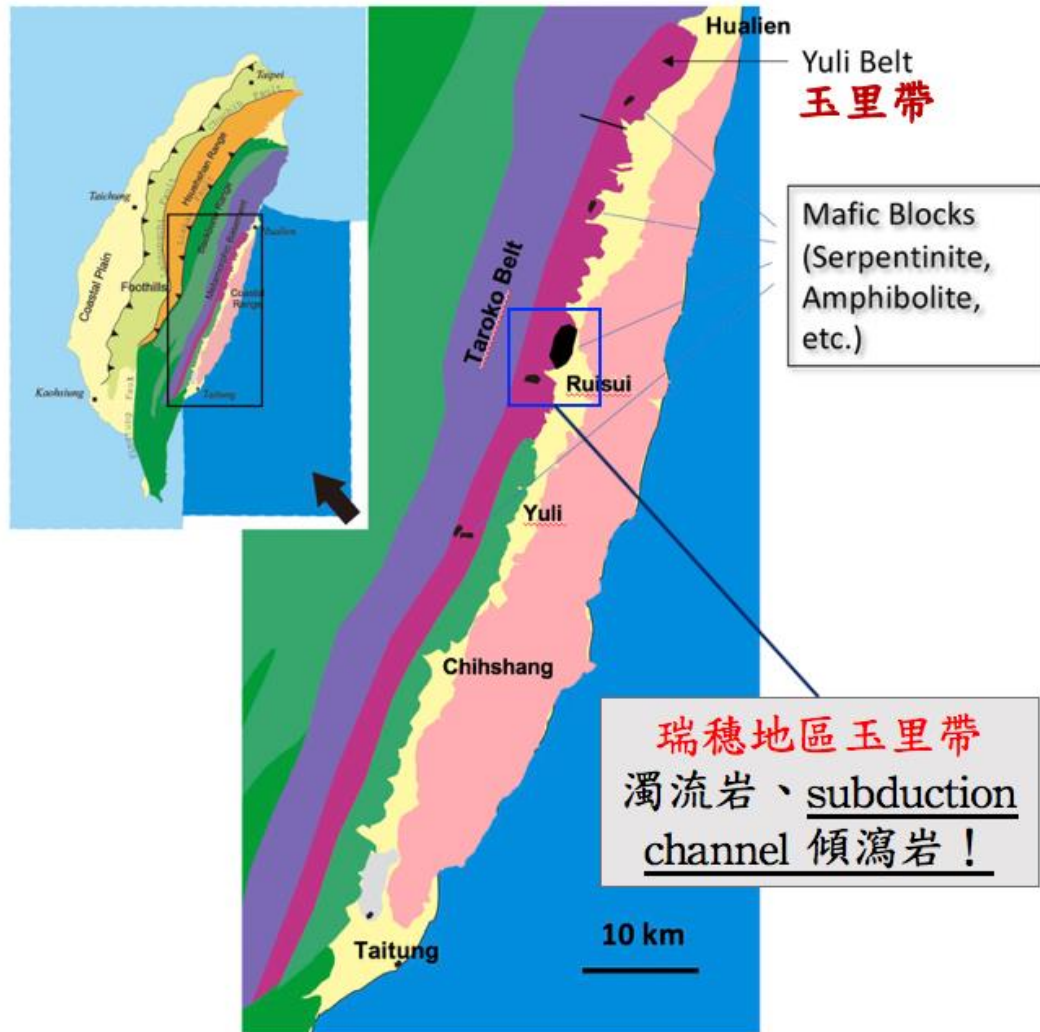


圖 3-1 臺灣東部簡化地質圖及瑞林-紅葉地熱地區的位置

Figure 3-1 Simplified geological map of eastern Taiwan and the location of the Ruilin-Hongye geothermal area

瑞林-紅葉地熱區主要是在中央山脈東翼玉里帶的地質構造單元內。而本區的特色是，在玉里帶黑色片岩中，有幾個大型的外來基性或超基性的岩塊，普遍認為是高溫壓變質的隱沒帶傾瀉岩。

花蓮瑞林-紅葉地區地熱地質圖（草圖）

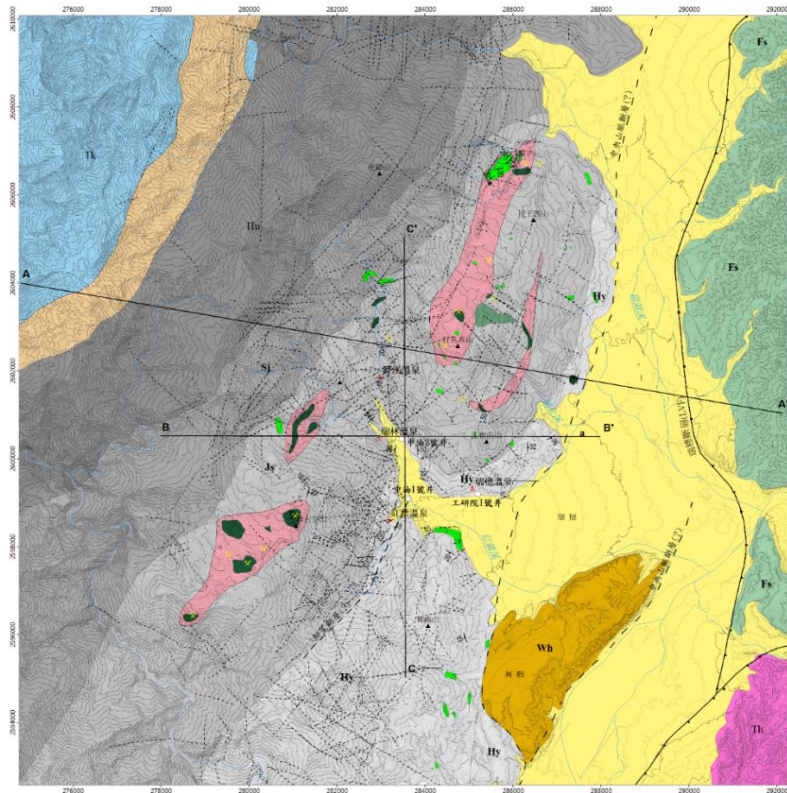


圖 3-2 玉里帶及周圍地區的地質圖

Figure 3-2 Geological map of Yuli belt and surrounding areas

本研究繪製之二萬五千分之一瑞林-紅葉地區地質圖(草圖)。主要地質岩性單元:太魯閣帶(Tk)、玉里帶一(虎頭山段 Hu、森榮段 Sj)、玉里帶二(瑞穗段 Js、紅葉段 Hy)、板岩帶。

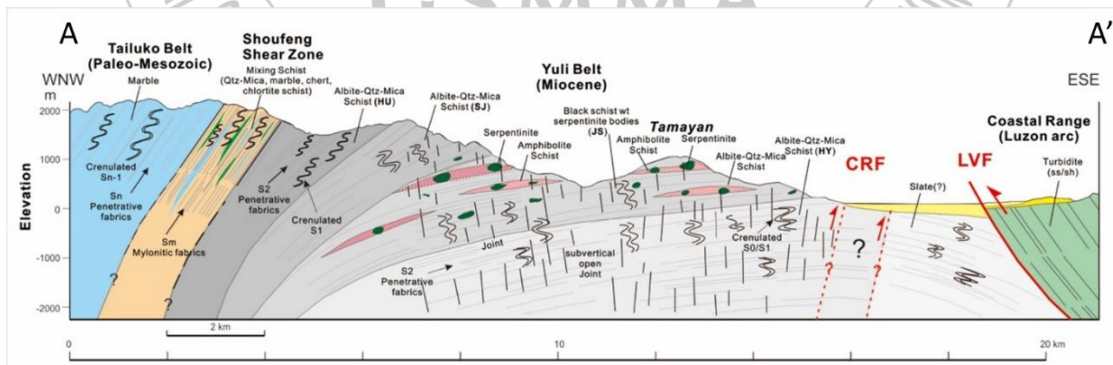


圖 3-3 瑞林-紅葉地區地質剖面

Figure 3-3 The geological section of Ruilin-Hongye area

主要地質岩性單元：太魯閣帶、玉里帶（由西而東：虎頭山段 Hu、森榮段 Sj、瑞穗段 Js、紅葉段 Hy）、板岩帶。黑色片岩中有許多基性岩塊，周邊的各種變質(鈉長石-角閃)片岩本研究歸類為 Subduction channel 或 Subduction melange 的高溫壓混合岩體，在圖上以粉紅色透鏡體標示。

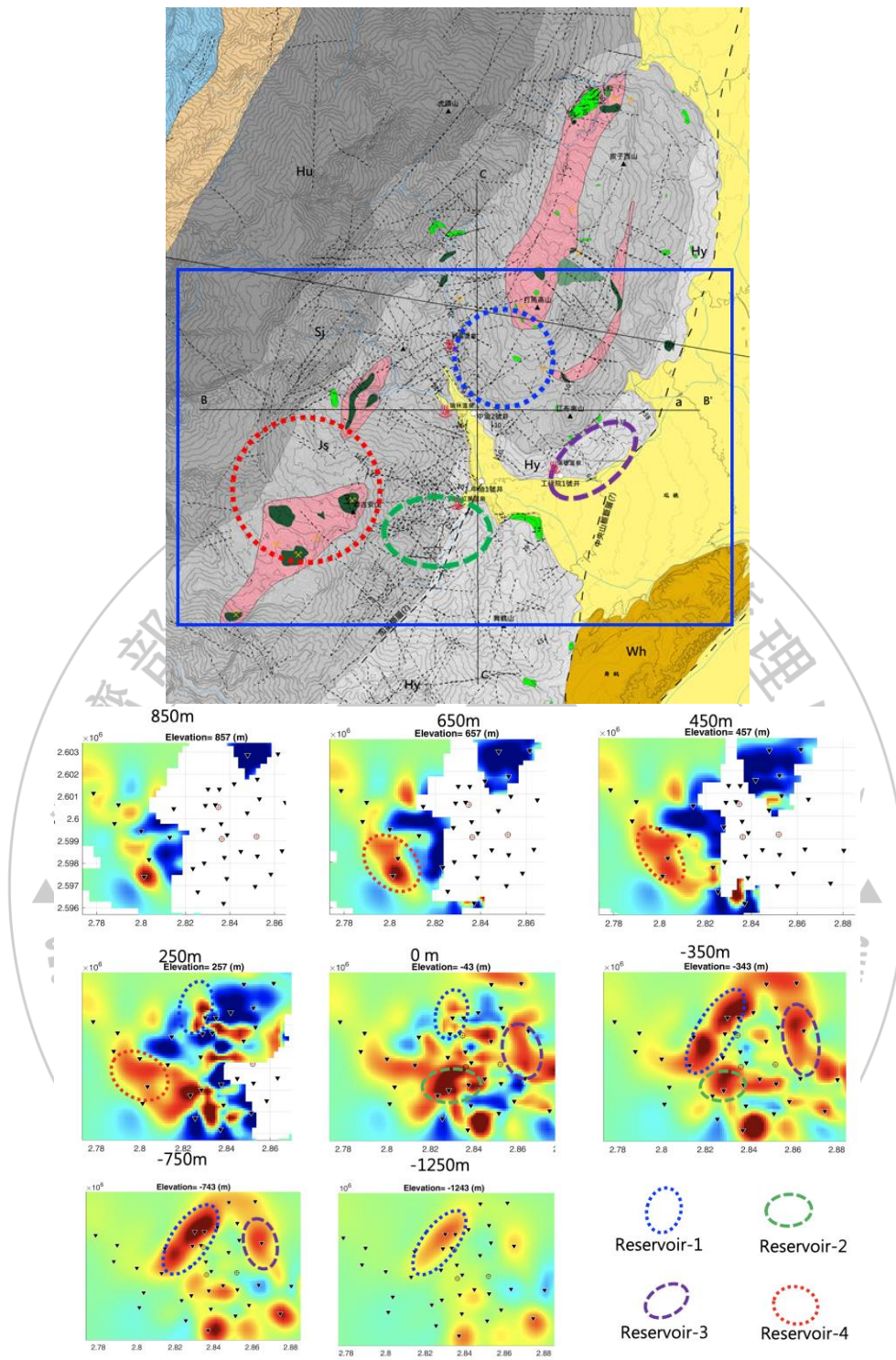


圖 3-4 瑞林-紅葉地區的淺循環儲熱層概念模型平面切片圖

Figure 3-4 Plane slice diagram of conceptual model of shallow circulation heat reservoir in Ruilin-Hongye area

從大地電磁的分析顯示了有四個主要的地電阻區塊，暫時解釋為四個淺循環儲熱層，分別為：Reservoir 1 - 瑞林溫泉底下，並向東北延續到打馬燕山；Reservoir 2 - 紅葉溫泉底下；Reservoir 3 - 瑞穗溫泉底下，並向北延伸至打馬燕山；Reservoir 4 - 尊古安山底下。

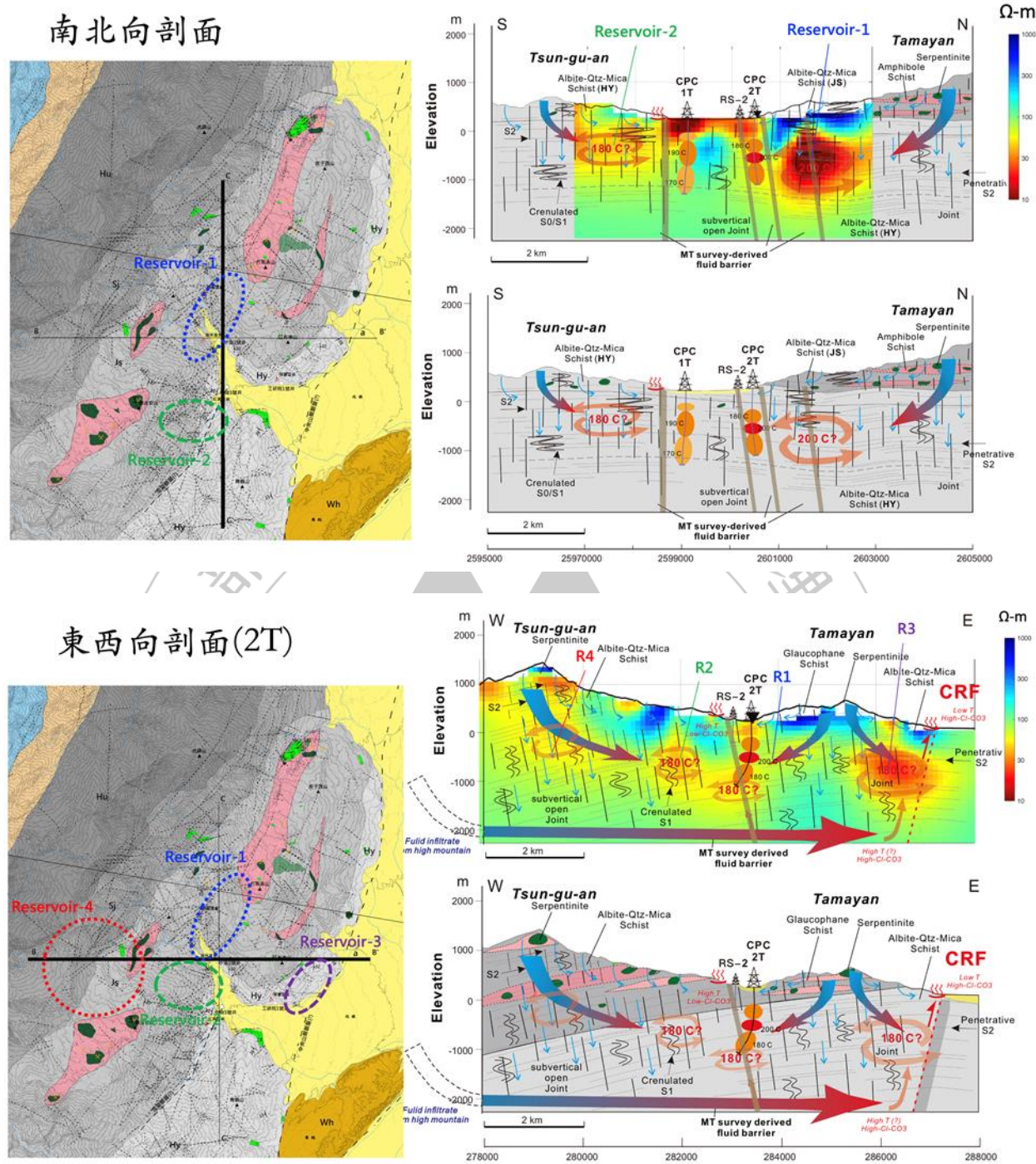


圖 3-5 瑞林-紅葉地區的淺循環儲熱層概念模型剖面圖

Figure 3-5 Sectional view of conceptual model of shallow circulation thermal reservoir in Ruilin-Hongye area

地下 1-2 公里左右相對低磁力/低電阻的“塊體”，似乎對應玉里帶的某些黑色片岩“塊體”（灰色塊）？裂隙較發達（張裂縫、小斷層等）？含水較多？它們的上方有較大的基性岩“夾層體”（粉紅色塊/subduction channel），是否作為深循環熱水的“蓋層”？

瑞穗地熱地質模型構想

1. 熱源：近地表高溫變質岩；乾熱？
2. 儲熱層：（黑色片岩/板岩）、上蓋層？
3. 補注水源：天水；淺/深循環
4. 裂隙通道/阻隔：淺/深循環；垂直裂隙帶（西北向？中央山脈斷層？）

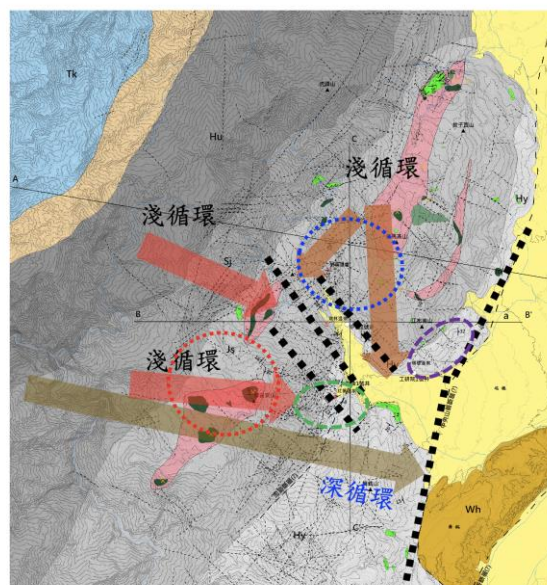
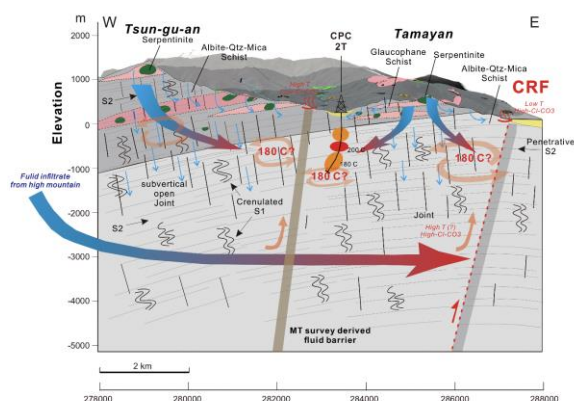


圖 3-6 瑞林-紅葉地區的地熱地質綜合概念模型

Figure 3-6 Comprehensive conceptual model of geothermal geology in the Ruilin-Hongye area

(2) 地質調查工作規劃

本研究基於去年執行計畫的基礎下，提出三個主要的地質調查分析工作項目，希望可以藉此來了解在本研究地區影響地熱的主要地質因子，並可以建立瑞林-紅葉地熱區可操作之「地熱地質模型」(圖 3-7)。

a. 地熱地質加強調查

根據前期工作成果，重點區域將在瑞林溫泉到紅葉溫泉地區的紅葉溪谷及沿岸露頭，加強調查可能的斷層及破碎帶構造，試圖查驗 NW 走向的可能垂直構造，及與地熱流通通道或阻隔帶的關聯；並量測分析構造特性，特別是潛在儲熱層岩石的滲透性探討，主要關注的構造為裂隙方位及間距。

b. 井下岩芯地質

將進行鑽探岩芯的地質紀錄及分析，包括岩性及各種韌性、脆性構造，包括不同期的劈理、褶皺、剪裂帶、各期岩脈、斷層、節理等。

c. 建構初步儲集層裂隙模型

利用地質野外調查量測的岩石及裂隙參數，以裂隙破裂莫爾圓與應力關係之理論為基礎(Peacock et al., Geosciences, 2021)，來評估並量化建立地下潛在地熱儲集層的裂隙參數及滲透性模型，期待可以提供儲集層發電容量的重要評估參數。

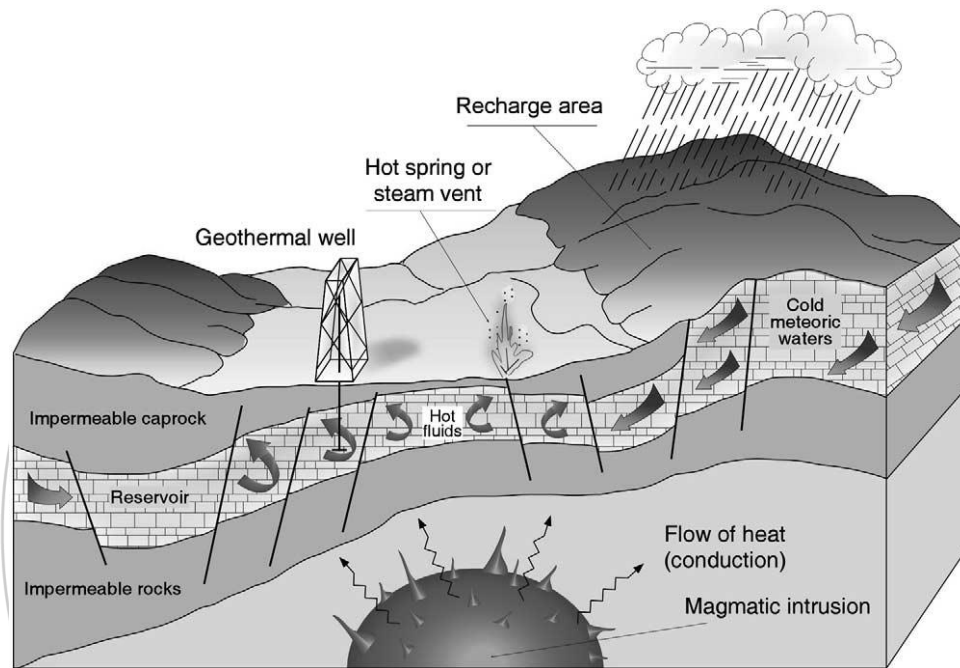


Fig. 1. A geothermal steamfield with its elements: recharge area, impermeable cover, reservoir and heat source.

圖 3-7 地熱地質模型範例(取自 Barbier, 2002)

Figure 3-7 The example of geothermal geology model (Referenced from Barbier, 2002)

地熱區的重要地質關鍵元素：(1)地熱熱源(Heat source)，(2)地熱儲熱區(Geothermal reservoir)，(3)熱液地下水的來源、補注及通道(Fluid recharge area and feeding channels)，(4)儲熱蓋層及地表散熱通道(Surface cover and connecting pathways to the surface)

2. 地熱地質加強調查

本階段特別在三個露頭(如圖 3-8)進行加強調查、及收集定量資料及分析。我們測量節理的位態和間距，估計節理長度，用於進行儲集層或熱液通道之滲透率評估。

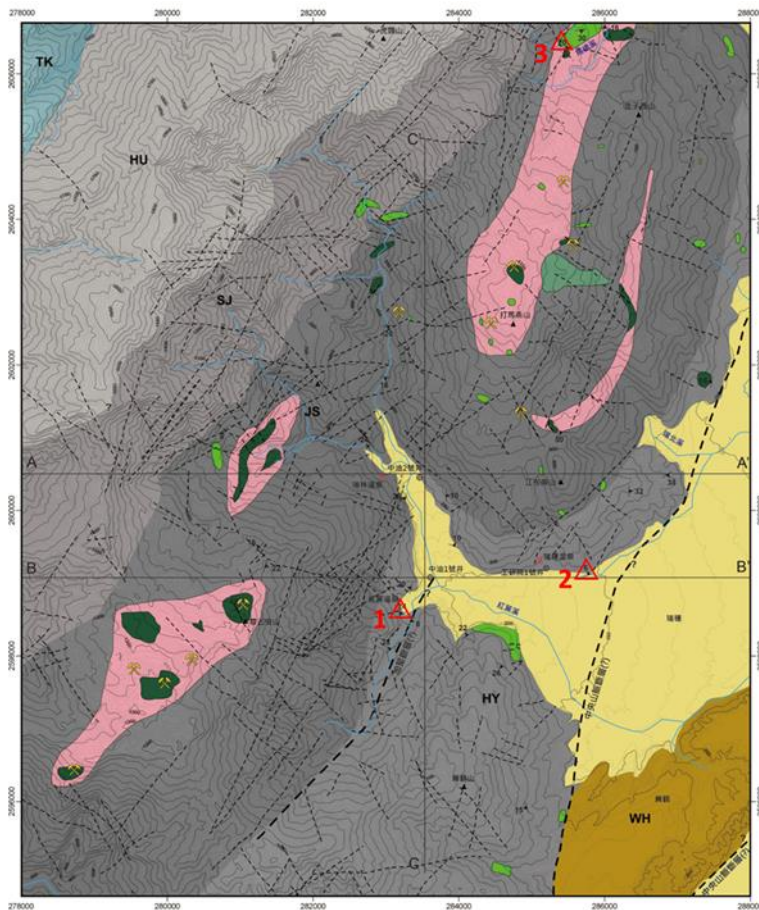


圖 3-8 地熱地質加強調查之露頭位置圖

Figure 3-8 Outcrop location map for enhanced geothermal Geological investigation

紅色三角形標示出露頭位置。1：紅葉溫泉旅社；2：瑞穗山下的厝民宿；3：馬遠溪上游河床。

露頭 1 位於紅葉溫泉旅社(野外照片見圖 3-18)，岩性為石英雲母片岩，觀察到一條走向 N60W、傾角接近垂直的斷層帶及裂隙密集帶，有正斷層擦痕，有熱水流至地表(約 52°C)。靠近斷層處之節理密度提高，並且發現節理幾乎都被層面截斷，節理長度受到砂質含量較高的岩層厚度控制。因為旁邊就是溫泉區，此正斷層露頭解釋為熱液上湧通道(Hot fluid conduit)。

露頭 2 位於瑞穗山下的厝民宿(野外照片見圖 3-9)，岩性為石英雲母片岩，觀察到兩組發達的節理，傾角都接近垂直，其中走向 NW 的節理面非常強勢，切穿其他構造，但由於平行露頭面的走向，因此測量到的間距數據較少。我們傾向把這個露頭的節理裂隙，視為地下 1-2 公里潛在儲集層

的可能地下水滲透及儲集構造。



圖 3-9 露頭 2 野外照片（山下的厝）

Figure 3-9 Outcrop 2 field photos

露頭 3 位於馬遠溪上游河床（野外照片見圖 3-17），地層分類屬於外來基性岩體，岩性為角閃石片岩和角閃石長石片岩，這些基性岩中裂隙發育不好，節理間距大且長度短，我們認為該地層在瑞穗地熱地質概念中扮演蓋層的角色。

3. 建構儲集層裂隙滲透率模型

在探勘階段中，估計地熱儲集層的發電容量中，其中一個重要且關鍵的未知參數是：儲集層及斷層熱液上湧通道的滲透率。而影響及決定岩體滲透率的關鍵地質構造，就是空隙及裂隙，特別是開口裂隙。而裂隙滲透率也取決於幾個重要參數，包括裂隙位態、裂隙密度在空間中的變化、裂隙長度和寬度等。這些參數對於建構地熱儲集層區域的地下水熱流模型、離散裂隙模型 (Discrete Fracture Network) 都是不可缺少的重要參數 (Peacock et al., 2022)。而得到裂隙資訊之後，可以進一步估計儲集層的滲透率 (Permeability)，用以預先評估發電潛能。

這些地下儲集層區域的裂隙相關參數，在地熱探勘的後期階段，會隨著鑽井及井下探測的實施，藉由井下攝影和注水試驗等來進行分析及驗證。在前期探勘的階段，本研究藉由野外露頭觀察、測量及分析，建構裂隙分

布模型。並根據斷層擦痕以及震源機制解反演三軸應力，試圖在鑽井之前先估計上述的地熱儲集層性質，期望能更有效率地來選擇適當且必要的井位及試驗深度，減低昂貴的鑽井和井下試驗成本。

根據我們的野外調查及觀察分析，瑞穗地區的四個低電阻潛在地熱儲集層中，主要的裂隙為一些高角度正斷層帶和幾組傾角接近垂直的節理。由於本區的片岩(包括三個主要的岩體：石英雲母片岩、角閃石長石片岩、基性岩)，在一般情況下孔隙率是非常低的，我們認為瑞穗地熱儲集層中的開口節理(Mode I open joint)是做為儲存熱水的儲集空間以及滲透通道。至於斷層帶(包括周圍雜亂且密集的破碎帶)，例如紅葉溫泉露頭的正斷層帶，估計有公里級的深度，則扮演熱液上湧之通道的角色。至於斷層帶鄰近的裂隙，由於其空間分布侷限於斷層兩側區域，範圍視斷層大小而異。此類的上湧熱液通道，有時候也可作為地熱發電廠的重要取熱管道。

本計畫彙整近兩年(2021年9月到2023年8月之間)蒐集的野外資料，根據野外觀察到的斷層擦痕和滑動方向，利用 Allmendinger (2011) 的計算方法，估算三軸應力的方向和應力大小的比值($\varphi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$)，建立瑞穗紅葉地區的古應力模型，並與 GPS 資料和地震資料顯示的現今應力狀態，做交互比對分析。我們目前的結果，顯示野外觀察到的最後一期斷層以正斷層為主，其古應力為東北-西南向伸張，和現今 GPS 顯示的地表地殼應力/應變方向相近(也是東北-西南伸張)。我們利用這個應力結果，繪製出三維莫爾圓和破壞包絡線(Failure criteria)。接著我們模擬露頭中觀察到的各組節理，在這樣的大地應力條件下，在地下 1-2 公里處，有哪些節理符合張裂型開口節理(Open joint)的應力條件。然後利用野外測量之節理間距和長度，計算節理密度，最後評估儲集層的滲透率。

(1) 估算岩層之裂隙分布

在大地應力是否允許(或引發)裂隙張裂成為熱液儲集的探討上，本研究參考 Peacock et al. (2021) 所提出的方法，給定各項岩石力學參數，利用莫爾圓應力關係，模擬地熱儲集層岩石不同方位節理的破裂情況。本研究將其二維模型，更進一步修改成三維模型，用以模擬地熱儲集層的裂隙位態以及可產生導水滲透的深度和範圍。模型中的輸入參數，以及運算得出的結果如表 3-1、表 3-2。

此模擬的關鍵假設之一，包括了建構或估算有效三軸應力量值(Magnitude)。如果利用野外斷層擦痕的分析結果，我們以多個露頭點的量測，取平均值來逆推出三軸古應力比值。若目標區地殼深度的天然地震資

料足夠，也可以直接利用震源機制解反演三軸應力方向和比值 (Allmendinger et al., 2011)。本地區由大地電磁推斷的潛在的地熱儲集層，多位於 1~2 公里左右深，該深度的沒有地震，我們認為深部（約 10-15 公里深）的震源機制解，表示深部隱沒帶的擠壓（帶平移分量）的應力，能推估深部擠壓應力方向。至於近地表 1-3 公里應力，我們採用 GPS 結果，顯示地表地殼東北-西南向的張裂型態，應該比較適合近地表 1-2 公里岩體的應力比值。

本研究利用野外觀察到的斷層擦痕反演古應力方向，並計算獲得地殼應力軸差比。由於各露頭的斷層擦痕形成深度可能不同，我們假設：1) 地下 1-5 km 範圍內為單一應力軸差比，2) 垂直應力為上覆岩石重量(靜岩壓)產生的壓力扣掉孔隙水壓。以此為基準計算符合應力比值所需要的水平應力，並作為儲集層深度的三軸應力量值。本區的水平應力在地體構造下，有三種可能的形式：(1) 深部擠壓/淺處伸張，(2) 伸張為主，(3) 擠壓為主。我們分別針對不同情形計算相對應的滲透率。給定區域三軸應力大小和應力比值，即可繪製出三維莫爾圓和破壞包絡線，進而得知岩石在某個特定深度下會形成的破裂面位態，以及判斷出該破裂面屬於 1) 半關閉性的剪力節理(Shear joint) (圖 3-10 的黃色點)、2) 斷層、3) 沿著舊有的破裂面再錯動(圖 3-10 的紅色點)，或是張裂性開口節理(圖 3-10 的藍色點)。本研究目的是找出地層中能夠讓地熱流體流通的張裂性開口節理的位態和分布深度。

表 3-1 儲集層裂隙模擬輸入的參數以及計算得出的參數

Table 3-1 Parameters input and calculated parameters for reservoir fracture simulation

Input Parameter	Unit	Output Parameter	Unit
Depth	m	Average rock density	g/cm ³
Matrix density	g/cm ³	Fluid pressure	MPa
Porosity	%	Vertical effective stress	MPa
Fluid density	g/cm ³	Horizontal effective stress1	MPa
Percentage of fluid pressure	100 = hydrostatic	Horizontal effective stress2	MPa
Geostatic pressure ratio		Friction angle	Degrees
Applied tectonic stress1	MPa	Effective differential stress	MPa
Applied tectonic stress2	MPa	Effective mean stress	MPa
Poisson ratio		Stress change of cooling	MPa
Cohesion	MPa	Stress change of unloading	MPa
Friction coefficient		Deep reservoir fluid pressure	MPa
Tensile strength	MPa		
Coefficient of thermal expansion	1/celcius		
Young's modulus	MPa		
Geothermal gradient	celcius/km		
Uplift amount	m		
Deep reservoir depth	m		

表 3-2 模擬瑞穗開口地區節理位態輸入參數

Table 3-2 Simulation input parameters of open joint attitude in the Ruisui area

Parameter	Value	Unit	Note
Depth	1400	m	
Matrix density	2.69	g/cm ³	參考紅葉1號井下200m 岩心試驗資料
Porosity	2	%	參考紅葉1號井下200m 岩心試驗資料
Average density	2.6362	g/cm ³	
Vertical stress	36.2055708	MPa	
Fluid density	1	g/cm ³	
Hydrostatic fluid pressure	13.734	MPa	
% fluid pressure	96	%	100 = hydrostatic
Fluid pressure	13.18464	MPa	
Geostatic stress ratio (k_0)	0.19047619		$k_0 = \nu / (1 - \nu)$, N/A for depth<1km
Applied tectonic stress1	6.5	MPa	Negative is tensile
Applied tectonic stress2	-6	MPa	
Vertical effective stress	23.0209308	MPa	
Horizontal effective stress1	10.8849392	MPa	
Horizontal effective stress2	-1.6150608	MPa	
Poisson ratio (ν)	0.16		參考紅葉1號井下200m 岩心試驗資料
Cohesion	5.5	MPa	參考紅葉1號井下200m 岩心試驗資料
Peak friction angle	64.2	Degrees	參考紅葉1號井下200m 岩心試驗資料
Risidual friction angle	47.7	Degrees	參考紅葉1號井下200m 岩心試驗資料
Tensile strength (T)	3.43	MPa	according to Zhang et al. (2011)
Effective differential stress	24.6359916	MPa	
Effective mean stress	12.3179958	MPa	

3 Principal stress					
Parameter	Trend	Plunge	Ratio	Mpa	ϕ -ratio
σ_1	0	90	14.2539097	23.0209308	0.507387736
σ_2	120	0	6.739646706	10.8849392	
σ_3	30	0	1	-1.6150608	

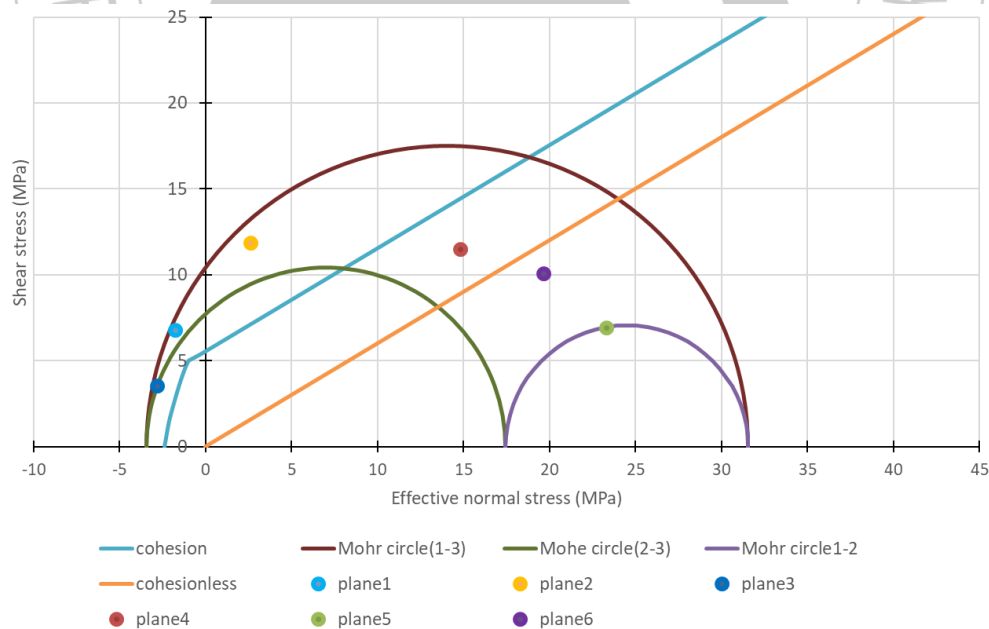


圖 3-10 三維莫爾圓和破壞包絡線

Figure 3-10 Three-dimensional Mohr circle and damage envelope

藍色線為一般完整岩石的破壞包絡線。橘色線不考慮凝聚力，表示沿著舊有的破裂面滑動或張裂。不同顏色的點表示不同位態的平面。

(2) 估算裂隙滲透率

本計畫所估算的裂隙滲透率，歸類為「構造滲透率」。這是透過野外露頭測量裂隙寬度和密度，來估算儲集層構造滲透率 k_f (Bauer et al., 2017)。因為露頭風化作用、地下和地表壓力不同等因素，皆會造成露頭測量之裂隙寬度與儲集層中裂隙寬度的誤差。本研究參考 Pollard and Segall (1987) 提出之節理長度與寬度的關係式：用野外量測之裂隙長度，加上岩石彈性係數、節理面正向應力，來估算儲集層中的裂隙寬度。在利用岩體裂隙的密度進而計算出儲集層岩石滲透率。需要輸入的參數以及運算得出的參數如表 3-3、表 3-4。

$$\text{開口節理寬度 } b = \Delta\sigma_l \frac{2L(1-\nu^2)}{E} \quad (\text{Pollard, 1987})$$

$$\text{構造滲透率 } k_f = \frac{1}{12L^2} \left(\sum_{i=1}^{m_1} b_i^3 + \sum_{j=1}^{m_2} b_j^3 \right) \quad (\text{Bear, 1993})$$

$\Delta\sigma_l$ ：節理面受到的正向應力； L ：單位長度；

ν ：泊松比 (Poisson ratio)； E ：楊氏模數 (Young's modulus)；

L ：計算範圍之切面長度； m ：計算範圍之節理數目； b ：節理開口寬度

表 3-3 估算裂隙滲透率輸入參數與單位列表

Table 3-3 List of input parameters and units for estimating fracture permeability

Parameter	Unit	Parameter	Unit
Depth	m	Average density	kg/m ³
rock density	kg/m ³	Fluid pressure	MPa
Porosity	%	Horizontal effective stress1	MPa
% fluid pressure	100 = hydrostatic	Horizontal effective stress2	MPa
mean grain size	m	normal stress to joint1	MPa
Fluid density (ρ)	kg/m ³	normal stress to joint2	MPa
dynamic fluid viscosity (μ)	Pa*s=kg/(m*s)	fracture aperture1(linear)	m
Young's modulus (E)	MPa	fracture aperture2(linear)	m
poisson ratio (ν)		matrix permeability	m ²
fracture density1	no. of frac./m	structural permeability	m ²
fracture density2	no. of frac./m		
fracture length1	m		
fracture length2	m		
fluid discharge length (L)	m		

表 3-4 瑞穗開口節理滲透率計算輸入參數

Table 3-4 Input parameters for calculation of permeability of open joints in Ruisui area

Parameter	Unit	紅葉片岩 Value	紅葉片岩 Data source
Depth	m	1000	
Fluid density (ρ)	kg/m ³	1000	pure water in 25 C
Hydrostatic fluid pressure	MPa	9.81	
% reservoir fluid pressure	100 = hydrostatic	100	
Fluid pressure	MPa	9.81	
dynamic fluid viscosity (μ)	Pa*s=kg/(m*s)	0.000187775	pure water in 26 C
Young's modulus of rock (E)	MPa	47337	rock core in -200m
poisson ratio of rock (ν)		0.16	rock core in -200m
reservoir height (H)	m	200	
reservoir temperature	celcius	150	
fracture aperture1(linear)	m	1.15272E-05	
fracture aperture2(linear)	m	0	
fracture density1	no. of frac./m	5	field measurement
fracture density2	no. of frac./m	1	field measurement
fracture length1	m	0.35	apart from fault
fracture length2	m	0.35	apart from fault
fluid discharge length (L)	m	1	unit length=1m
angle between 2 joint sets	degree	75	
normal stress to joint1	MPa	0.8	positive means tensile
normal stress to joint2	MPa	-13	negative means compressive

(3) 瑞林-紅葉地區大地應力反演

根據本計畫瑞林-紅葉地區目前分析，整合區域震源機制之應力反演、GPS 觀測資料、地表斷層擦痕反演應力，結果顯示本地區在不同深度，似乎呈現不一樣的現今大地應力場：1)深度在 10 公里以下，以 NW-SE 壓縮 (Compression)的環境為主（前弧基底的俯衝作用）；2)近地表數公里，則以 NE-SW 伸張(Extension)的環境為主（掘升開花構造？）。根據野外觀察在瑞穗地熱區，造山掘升晚期的主要斷層滑動型態為正斷層為主(圖 3-11)，並有少數走向滑移斷層。斷層擦痕反演得出古應力方向主要為 NE-SW 的伸張方向，最大壓縮應力(σ_1)大多垂直地表。不過本區域各個斷層的活動年代並沒有定年的數據，根據野外觀察顯示這些斷層絕大多切過主要的區域劈理，非常可能為山脈抬升後期，最後形成在上部地殼(及近地表)破裂。與地震資料對照發現，此古應力反演結果和現今地殼大地應力相近。如表 3-5，總和各露頭正斷層擦痕，得出應力軸差比 $\varphi = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$ 約為 0.51。

表 3-5 瑞穗地熱區各露頭正斷層擦痕反演結果

Table 3-5 Inversion results of normal fault scratches at each outcrop in the Ruisui geothermal area

No.	Plate Motion	σ_1		σ_2		σ_3		Ratio	Longitude	Latitude	Area
		Trend	Plunge	Trend	Plunge	Trend	Plunge				
HY06-1	Normal	92	68	288	21	196	6	0.487	E121°19'24.59"	N23°31'31.29"	紅葉溪
HY06-2	Normal	17	48	256	25	150	31	0.49	E121°19'24.59"	N23°31'31.29"	紅葉溪
HY10	Normal	327	71	115	16	208	9	0.374	E121°18'11.12"	N23°29'27.08"	尊古安山
MY03	Normal	117	74	332	13	240	9	0.274	E121°20'51.01"	N23°33'39.79"	馬遠溪
MY05	Normal	114	55	294	35	204	0	0.623	E121°21'03.57"	N23°33'46.29"	馬遠溪
MY06-2	Strike-Slip	249	14	1	56	151	30	0.289	E121°21'04.11"	N23°33'48.94"	馬遠溪
	Normal	221	15	313	9	74	73	0.51			

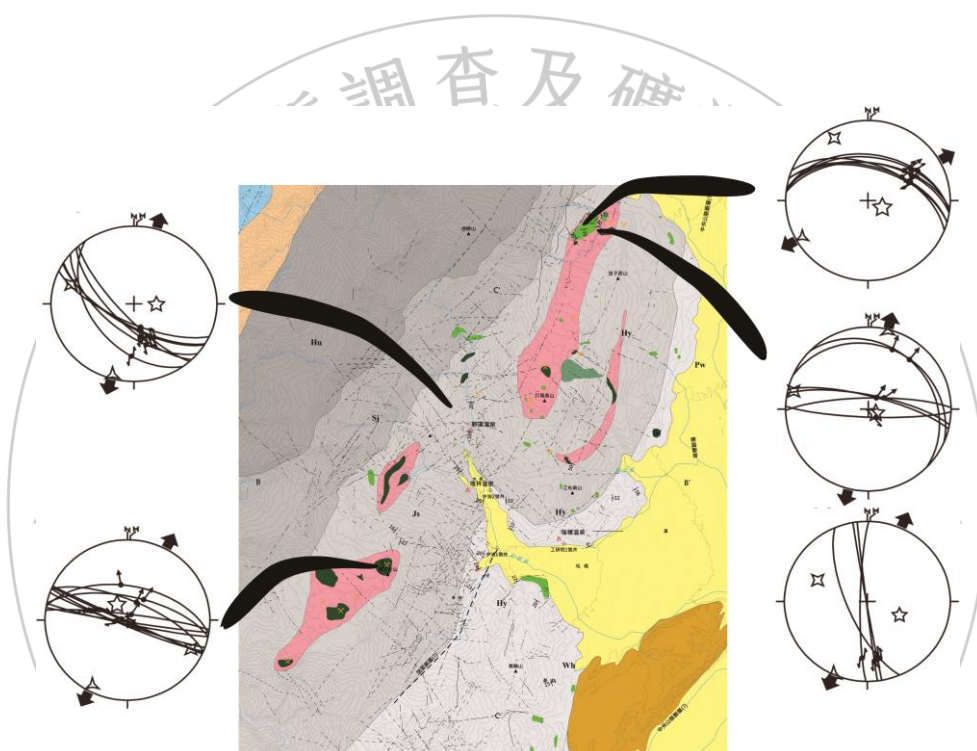


圖 3-11 本計畫瑞穗地熱區斷層擦痕量測之露頭分佈及古應力反演投影圖
Figure 3-11 Outcrops distribution of slickensides measurement and paleostress inversion projection in Ruisui area

(4) 瑞林-紅葉地熱儲集層性質

在本研究中，我們將以上應力分析的結果置入的模型中：三軸應力方向為 σ_1 垂直、 σ_2 水平走向 N60W、 σ_3 水平走向 N30E，應力比值 φ 約為 0.51；並利用此數值繪製莫爾圓及裂隙破裂曲線，模擬本研究區域的潛在地熱儲集層岩石破裂情況。

瑞穗石英雲母片岩岩石力學係數，我們參考紅葉一號井編號 S9-2 岩芯(深度 219m)試驗結果，包括了楊氏係數、包生比、岩石三軸試驗之尖峰

強度凝聚力和摩擦角、殘餘強度之摩擦角。模型中輸入的節理位態，來自野外調查測量到常見的 4-5 組不同位態的節理。片岩片理位態來自紅葉溫泉附近測量之平均值。圖 3-12 各種顏色的點表示不同的節理面，位態標示於圖例中。從模擬結果可以看出：走向 N30W~E-W、傾角接近垂直的節理，在給定的大地應力下，屬於張裂性的開口節理(圖 3-12)，可能可以扮演儲集層的裂隙熱水充填的角色。野外觀察發現這組節理大多和近水平的劈理面(S0/S1)互相截切，垂直方向延伸性不佳，每段的長度大多只有 30~40cm。此種狹長方形的節理，其開口寬度多半由短邊長度決定(Olson, 2003)。根據本研究的方法，計算此組節理在本研究區儲集層所貢獻的「構造滲透率」約為 $6.4 \times 10^{-16} \text{ (m}^2\text{)}$ 。

根據地震和斷層擦痕資料，我們獲得出三軸應力的方向和 ϕ -ratio，而水平應力輸入共有三種可能地體構造的大地應力形式：A.深部擠壓/淺處伸張；B.伸張為主；C.擠壓為主。以下針對這三種不同情況討論：

A. 深部擠壓/淺處伸張：

從震源機制解可以發現瑞穗地區深度在 10 公里以下，以 NW-SE 壓縮的環境為主，到了近地表數公里才出現 NE-SW 拉張。我們假設在近地表 1-2 公里處的垂直方向應力，為岩石重量扣掉 96%飽和靜水壓(參考仁澤板岩區井下資料)，並且假設壓縮和伸張之應力數值接近；接著輸入應力比分析成果，在近地表 1-2 公里深度的儲集層其 ϕ -ratio=0.51，這樣我們可以計算出：1)NW-SE 壓縮應力 6.5 MPa，2)NE-SW 拉張應力 6 MPa；而以此條件模擬得出構造滲透率約為 $6.4 \times 10^{-16} \text{ (m}^2\text{)}$ 。

B. 伸張為主：

在應力三軸的估算上，我們則假設在近地表 1-2 公里處，1)垂直方向應力為，岩石重量扣掉 96%飽和靜水壓，2)水平方向只有一個伸張應力，3)另一水平應力大小假設為 0。並植入應力軸差比 ϕ -ratio=0.51，以此假設得出 NE-SW 拉張應力 20MPa，以此條件模擬得出構造滲透率約為 $4.3 \times 10^{-13} \text{ (m}^2\text{)}$ 。

C. 擠壓為主：

若三軸應力都是擠壓應力，則節理無法張開形成縫隙，所以岩石之「構造滲透率」為 0。只剩下「孔隙滲透率」的角色可以協助熱液儲存，但片岩之孔隙滲透率遠遠低於以上的數值。

另外，在野外測量中，我們是以紅葉溫泉露頭，熱液上湧的正斷層帶(地表斷層出口水溫可達 52°C)及周遭發育的密集裂隙為對象，在野外露頭進行量測。在實地操作上，我們對本露頭發育不錯的 3 組節理、劈理，進行了現地皮尺及方位量測(長度、角度)，來建立裂隙 3D 的空間分佈，建構了垂直斷層走向、垂直切面上的裂隙密度分佈圖。我們發現裂隙密度與距離斷層面距離，呈負相關(圖 3-13)。裂隙密度隨著與斷層距離急遽下降，逐漸趨於穩定的密度。在遠離斷層的地帶，每公尺約分佈有 4 條裂隙，所觀察到的裂隙則以節理為主。裂隙長度也隨著與距離斷層面距離呈負相關，變化範圍從大於 2 m，逐漸縮短到 0.3 m 達穩定值。利用測量到的裂隙密度與長度變化，模擬出滲透率在斷層帶(熱液上湧通道)的數值($\sim 10^{-12} \text{ m}^2$)及離開斷層帶隨距離減低的變化(圖 3-14)。

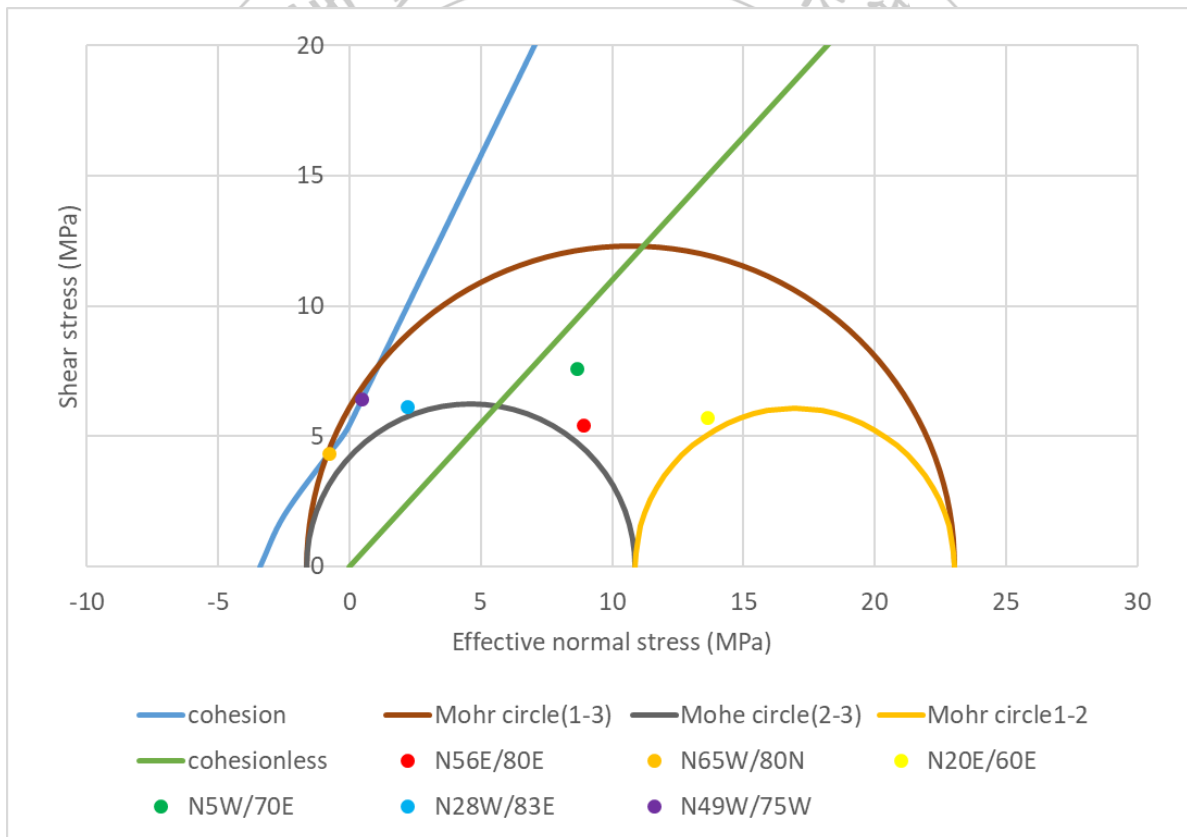


圖 3-12 瑞穗地熱區三維莫爾圓和破壞包絡線，以及不同位態之破裂面模擬結果

Figure 3-12 Three-dimensional Mohr circle and failure envelope of the Ruisui geothermal area and simulation results of fracture surfaces in different positions

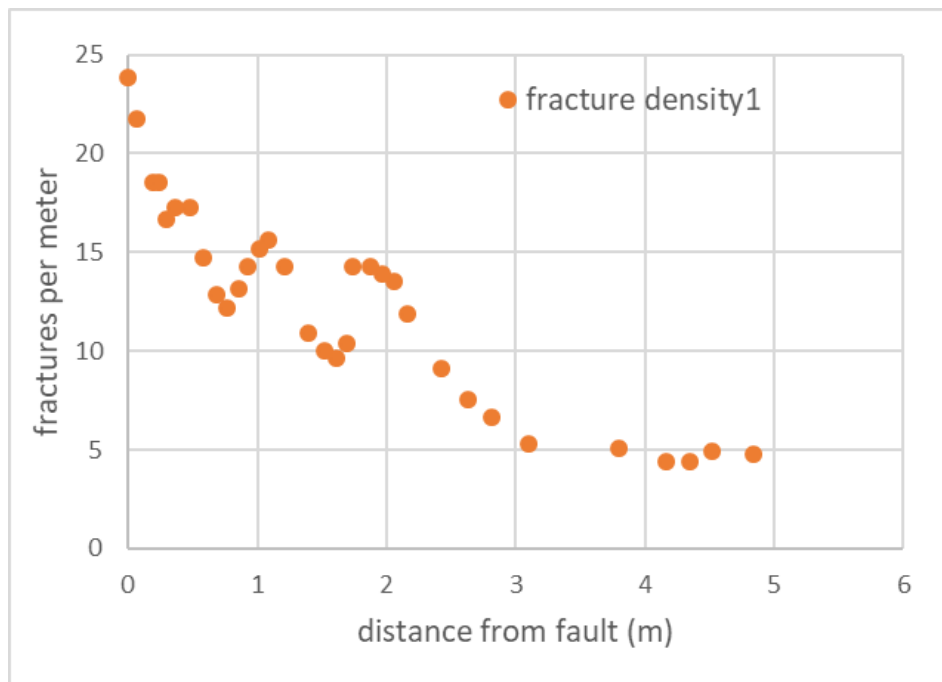


圖 3-13 橘色點為走向 N60W 開口節理密度的野外測量值

Figure 3-13 The orange dot is the field measurement value of the density of opening joints trending N60W.

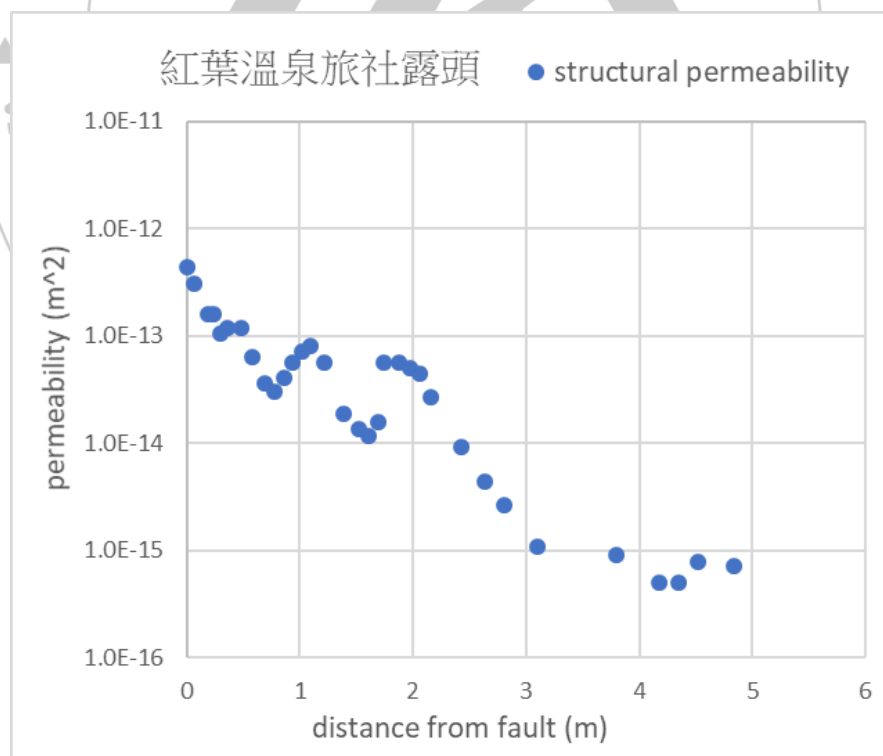


圖 3-14 瑞穗石英雲母片岩構造滲透率與斷層距離變化分布圖

Figure 3-14 Distribution map of permeability and fault distance changes in Ruisui quartz mica schist structure

4. 其他地熱地質調查結果

(1) 蓋層性質

在瑞林-紅葉地區出露的各類片岩，包括石英雲母片岩、蛇紋岩、角閃石片岩等岩石露頭。我們發現節理裂隙分布一般來說都非常稀疏，節理間距大於 2m，且長度大多小於 1m，無法形成連續通道。另外變質岩本身孔隙率極低，因此其構造滲透率或是孔隙滲透率都相當小。在少數綠色片岩中有規律的節理分布，其走向介於 N60W~N30W 傾角接近垂直，和地熱儲集層中的石英雲母片相近，指示出兩者在近地表處受到相同的拉張應力作用，另外根據大地電磁探測指示的低電阻區(儲集層 1、2、3、4)，我們也可以觀察到大部分的潛在儲集層(1、2、3)其上覆岩體是基性混合岩體(圖 3-15、圖 3-16)。而根據野外的觀測，這些基性混合岩體主要組成是角閃石片岩及角閃石長石片岩，它們的裂隙大多發育少(圖 3-17)，我們暫時傾向推論基性混合岩體，可能是瑞穗地熱區地下石英雲母片岩為主體的地熱儲集層的不透水蓋層。

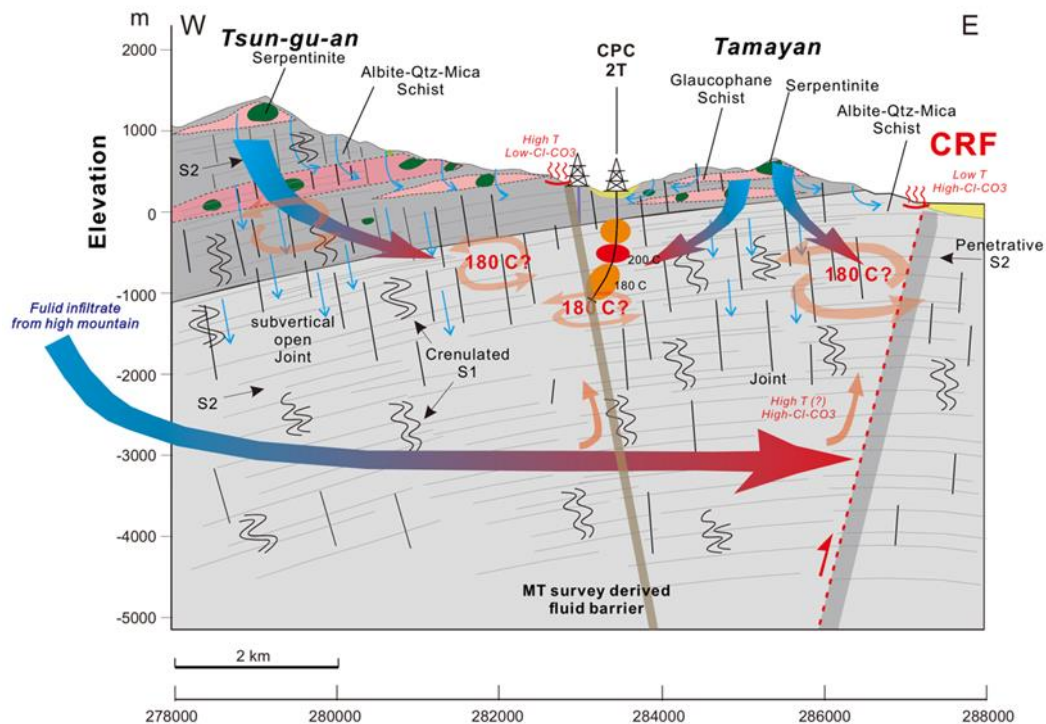


圖 3-15 瑞穗地熱區東西向地質剖面。

Figure 3-15 Ruisui geothermal area east-west geological section

橘色環狀箭頭標示出可能的儲集層位置和溫度

(2) 熱液上湧及天水下滲路徑

本研究將鄰近地熱相關區域綜合統計節理位態，瑞林-紅葉地區觀察到傾角接近垂直的節理主要有四組：(1)走向為 290~330，傾斜角度多為陡直；(2) 走向 020~040，也同時為穿透性的地表地形線型；(3)走向 E-W；(4)走向 N-S。裂隙中偶見方解石脈或石英脈充填。

其中，西北-東南走向(270~330)為最主要的張裂縫節理，走向大致垂直於大地張應力（東北-西南伸張），可能是提供天水(淺部循環)以及溫泉水(淺部及深部循環)流通的重要管道。本計畫特別再加強了紅葉溪中下游兩岸的露頭調查，其中在紅葉溫泉附近山壁，確實顯示了有幾條主要斷層帶，約 N120E 走向，接近垂直(圖 3-18)。我們認為它們應該也扮演了上湧熱液通道的角色，將地下約 1-2 公里深地熱儲集層的熱水帶到地表來。這些斷層甚至也有可能穿透到 4-5 公里或更深，將深部熱源的熱水引流到 1-2 公里的地熱儲集層中(圖 3-19)。

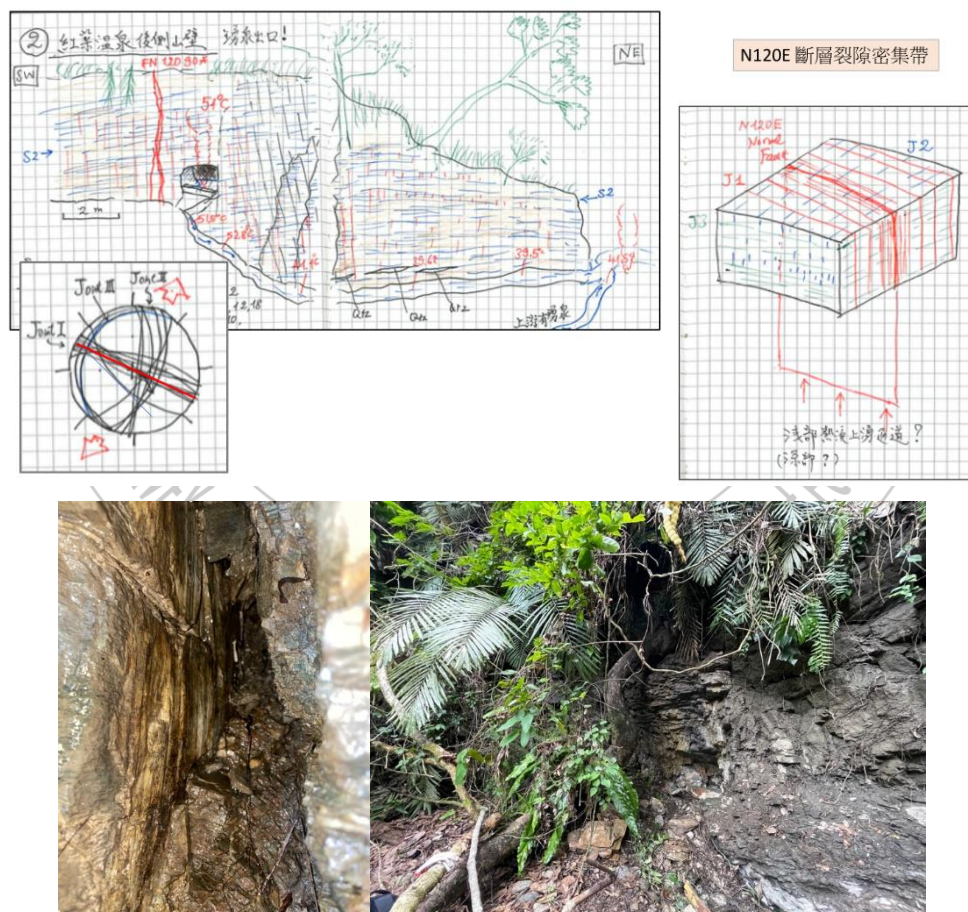


圖 3-18 瑞穗紅葉溪紅葉溫泉後側山壁的斷層帶露頭

Figure 3-18 Fault zone outcrops on the mountain wall behind Hongye Hot Spring in Ruisui Hongye Stream

沿著 N120E 斷層帶及裂隙密集帶，有正斷層擦痕，也有熱水流至地表。

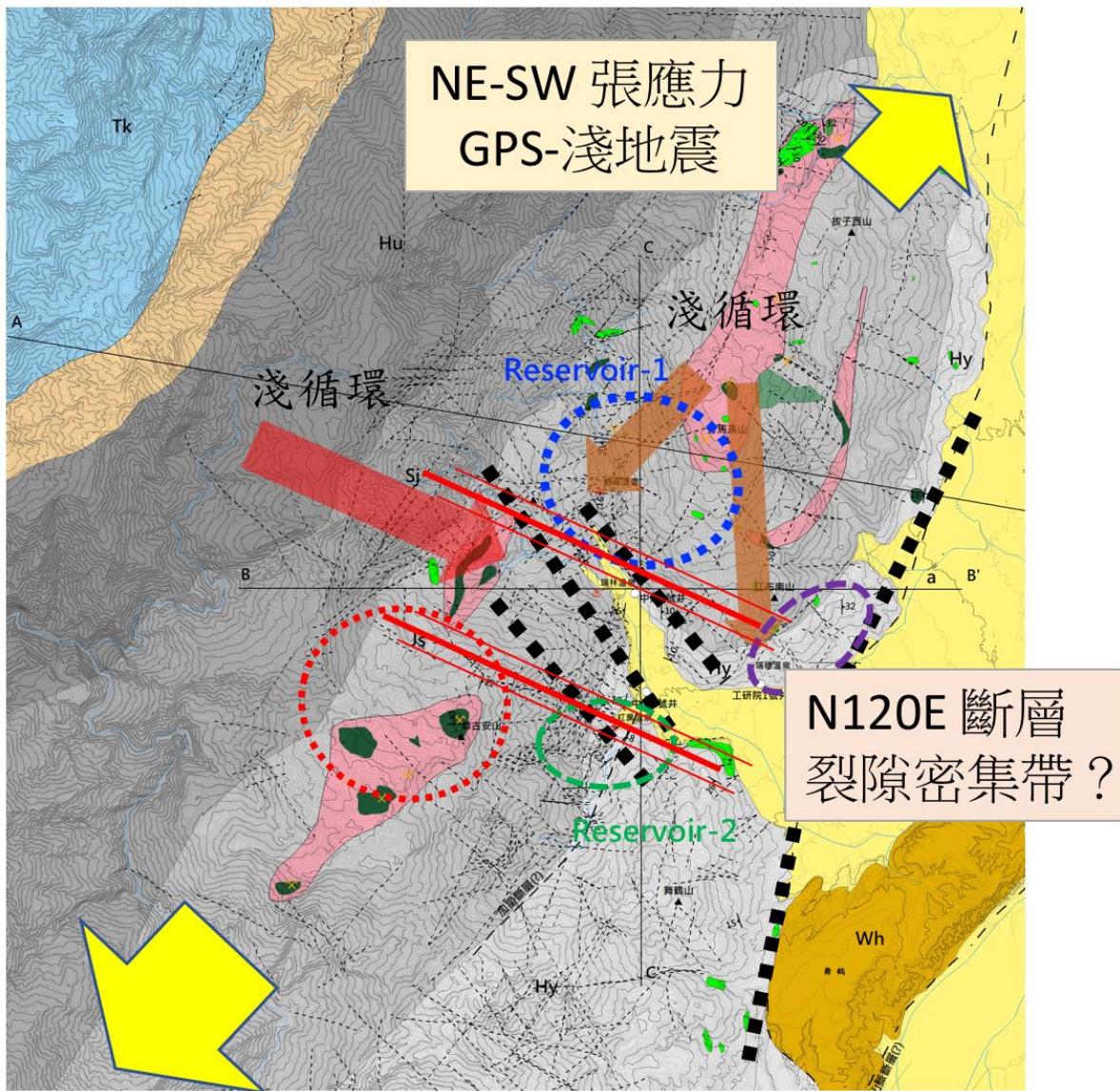


圖 3-19 熱液上湧的路徑推斷

Figure 3-19 Inference on the path of hydrothermal upwelling

紅葉溫泉山壁顯示的 N120E 張裂斷層及裂隙密集帶，明顯是地表熱液上湧的重要通道。我們因此懷疑並解釋北側的瑞林溫泉，有可能是另一條西北走向的斷層帶所帶來的上湧熱液。

(二) 地球物理探測

1. 地動觀測

(1) 剪力波速度構造

A. 震波速度成像技術(密集陣列)

目前震波成像技術在地熱相關領域所扮演角色為地下資源探勘目的，主要探勘對象為地下地層低速帶(蓋層、儲集層)、裂隙分布(熱液通道)及地震構造(可能的斷層系統)。例如儲集層若屬於高蒸汽狀態(Dry gas)則可能觀察到較低的 V_p/V_s 速度比值、蓋層若屬於沈積岩則可能觀察到低 V_p 與低電阻現象、在含水飽和(Water saturation)的岩層中容易觀察到高泊松比(Poisson ratio, σ)。回顧過去國內外文獻資料顯示結合近遠震 P 波走時紀錄可有效提升震波成像在深度上的解析度，經驗上最大及最小可探測深度約等於最大及最小測站間距的一半(Huang et al., 2021)，但是上述方法在空間解析度上將受限於區域地震事件分布與遠震事件的數量(一般在高地震活動度的區域，空間解析度尺度可遠小於測站間距，須透過棋盤式檢核法進行評估)，因此，為避免受限於地震分布影響，亦可利用周遭噪訊地震層析影像技術(Ambient Noise Tomography, ANT; Huang et al., 2012; Chen et al., 2016)，ANT 可透過量測各測站對之間的頻散曲線反算地下剪力波速度構造，但是其在空間的解析度將受限於測站間的間距(一般約等於測站間距離)，最大可探測深度為最大可解析訊號波長的一半(一般 1~3 倍的最大波長須小於測站間距)；最小可探測深度與可解析的最高頻率有關。然而，近遠震成像技術與周遭噪訊地震層析影像法皆需仰賴半年至數年的地動測站紀錄才能夠進行相關的分析作業，若在調查時間有限的條件下，僅能透過主動震源之震測技術來求得地下速度構造，其可探測的深度約為 0.2-0.3 倍的陣列間距，但主要的探測深度還是受限於人工震源的能量大小(如震盪車)。上述成像技術之深度解析度、水平解析度、資料佈放時間與相關儀器成本彙整於圖 3-21。

	深度解析度	水平解析度	佈放時間	儀器成本
近震(微震)	取決於地震分佈，一般在2-30公里	取決於地震分佈，一般比測站間距小	視地震活動度而定	低價位地聲計約3-10萬/台
遠震	0.5-1.0倍的測站間距	測站間距	視全球地震活動度而定，約須半年至一年	寬頻地震儀約30-50萬/台
噪訊表面波(雙站法)	500公尺-5公里(以最穩定的訊號週期段估計)	測站間距	6月~數年	低價位地聲計約3-10萬/台
主動震源(震測)	0.2-0.3倍的陣列間距	測站間距	施作期間	低價位地聲計約3-10萬/台+振盪車(人工震源)

圖 3-21 震波成像技術資訊彙整

Figure 3-21 Summary of seismic imaging techniques

B. 雷利波橢圓率之剪力波成像技術(單站法)

通常在密集陣列規劃初期的地動觀測站密度與紀錄時間長度皆會有不足的問題，導致在運用相關的震波成像技術上受到一定程度的限制。例如，近遠震震波成像技術尚須仰賴區域的地震活動度與適當的震波初始參考模型，然而在調查區域尚未有密集地動觀測陣列與適當解析度速度模型的情境下，將無法提供高精度(數十至百公尺之定位誤差)的地震定位成果，亦無法透過地震活動分布來探討調查區域之重要地下構造邊界(裂隙通道、斷層及向背斜構造)，上述地震定位的誤差亦會增加反演速度模型成果的不確定性。

傳統利用周遭噪訊水平-垂直單站頻譜比法(H/V ratio)進行淺層地下剪力波層狀速度模型反演，往往會因為混合使用洛夫波(Love-wave)與雷利波(Rayleigh-wave)導致在速度模型估算成果上具有一定程度的誤差存在。Berbellini et al. (2018)提出利用時頻訊號極化分析技術(Polarization analysis)可從特定的時窗口的時序地動訊號之極化程度(Degree of polarization, DOP)來分離出周遭噪訊屬於雷利波的訊號。一般 DOP 為介於 0~1 的數值區間，當 DOP 等於 1 時代表地動訊號的質點運動形式為於垂直平面上呈現完美的橢圓形狀；另外，極化分析亦可提供反方位角(Back azimuth, BAZ)，其角度代表指向雷利波訊號的來源。

圖 3-22 顯示雷利波在垂直平面上的倒退式的橢圓質點運動軌跡與橢圓平面的向量分布(Elliptical vector, e)，向量 e 為半長軸向量 a (Semi-major vector)與半短軸向量 b (Semi-minor vector)的向量外積結果。特定的時間(t)及頻率(f)的 DOP 可表示如式 3-1：

$$DOP(t, f) = \left(\frac{1}{N(f)} \sum_{\tau=t-\frac{T(f)}{2}}^{t+\frac{T(f)}{2}} \left| \frac{m(t, f)}{|m(t, f)|} \cdot \frac{e(\tau, f)}{|e(\tau, f)|} \right|^{P_1} \right)^{P_2} \quad \text{式 3-1}$$

其中 $m(t, f)$ 為特定的時間中心及頻率於時窗長度 $T(f)$ 之平均向量，其定義如式 3-2：

$$m(t, f) = \frac{1}{N(f)} \sum_{\tau=t-\frac{T(f)}{2}}^{t+\frac{T(f)}{2}} \frac{e(\tau, f)}{|e(\tau, f)|}; \quad T(f) = 4 / f \quad \text{式 3-2}$$

式 3-1 中的指數係數 P_1 及 P_2 越大代表 DOP 分析成果越不容易滿足使用者設定之 DOP 門檻值，相關雷利波橢圓率之剪力波成像分析流程彙整於圖 3-23。

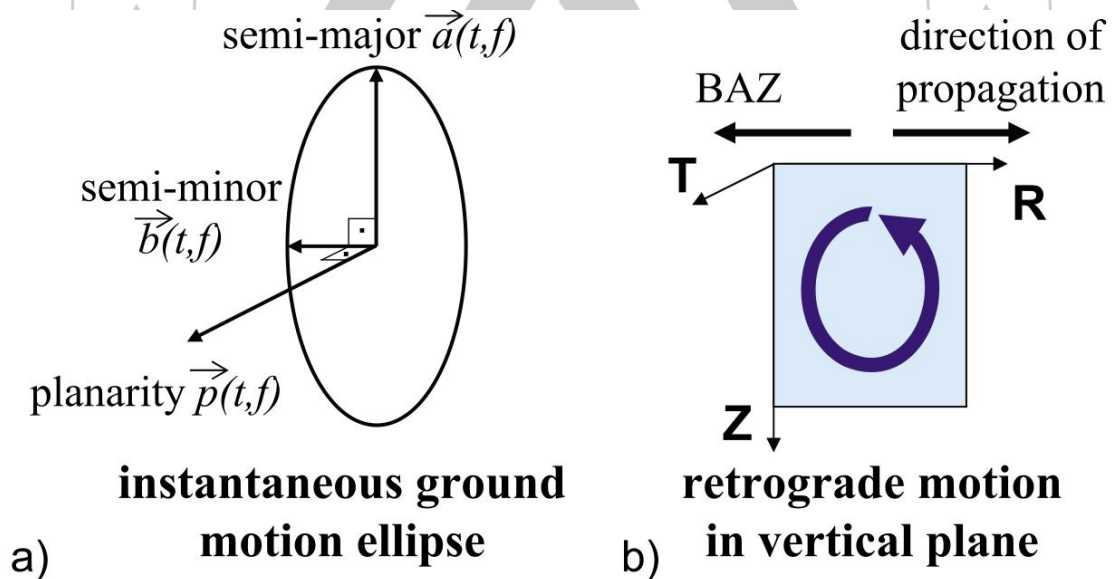


圖 3-22 雷利波倒退式橢圓軌跡與向量 (Schimmel et al., 2011)

Figure 3-22 (a) Vector and (b) retrograde ellipse motion and of Rayleigh wave (Schimmel et al., 2011)

DOP Analysis and Vs Inversion

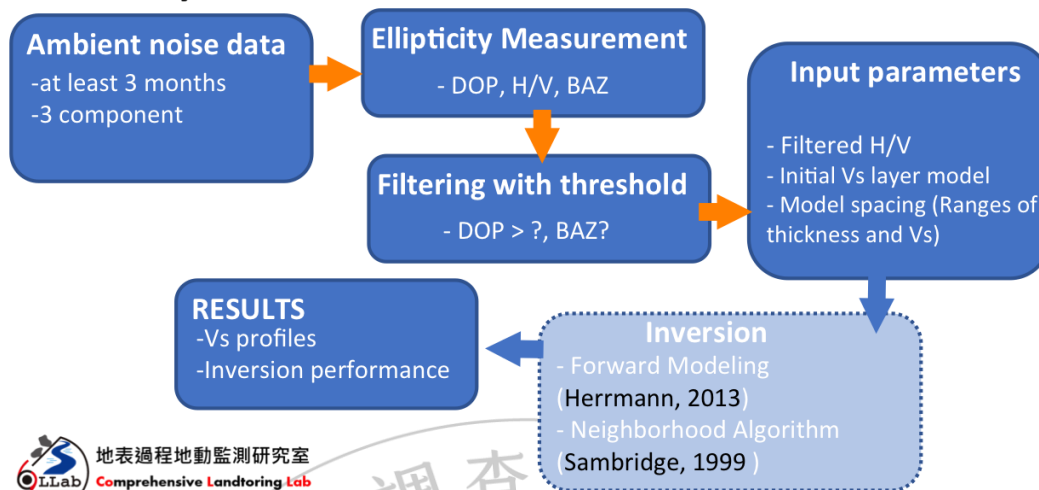


圖 3-23 單站法剪力波速度成像技術分析流程

Figure 3-23 The flowchart illustrates the work flow of the single-station shear-wave velocity

C. 剪力波成像分析成果

本計畫預計運用二維地動測站資料進行單站法剪力波成像分析，預期可以獲得近三維剪力波速度構造，相關地動測站分佈如圖 3-24 所示。然而，雷利波橢圓率之剪力波成像技術易受到不同的周遭噪訊源的強度及頻率成分影響反演速度模型的成果，因此本計畫建議至少使用 3 個月以上的地動訊號紀錄長度來進行剪力波成像分析，目前本計畫已完成「地動觀測站 16 處之一維剪力波速度構造，且速度模型深度皆至少可達測站高程位置起算至地下 500 公尺」。在執行單站法剪力波速度分析前，各測站皆進行時頻分析來對於測站記錄的微地動時序訊號進行資料品管，以確保後續分析成果的正确性(如圖 3-25~圖 3-29)，16 處地動觀測站資料長度皆大於 3 個月以上。圖 3-30 顯示鄰近鑽孔位置 GSMMA-RS-1 之地動觀測站 H00B(寬頻儀器)雷利波橢圓極化分析成果，本計畫選用 DOP 門檻值 0.95 及 BAZ 反方位角範圍介於 -90° ~ -180° (如圖 3-30(左)黑色方框)對雷利波橢圓度進行資料篩選，圖 3-30(右)為篩選後的橢圓度(H/V)，結果顯示 H/V 相對穩定的頻率段為 0.5~8 Hz。因此，本計畫將採用頻率 0.5~8 Hz 的平均 H/V 資料作為近鄰法(NA)反演速度構造分析之輸入觀測資料，反演分析主要進行 200 次的迭代運算，其中第一次運算使用的嘗試模型樣本數量為 500，其他次迭代運算則統一使用樣本數量為 20。

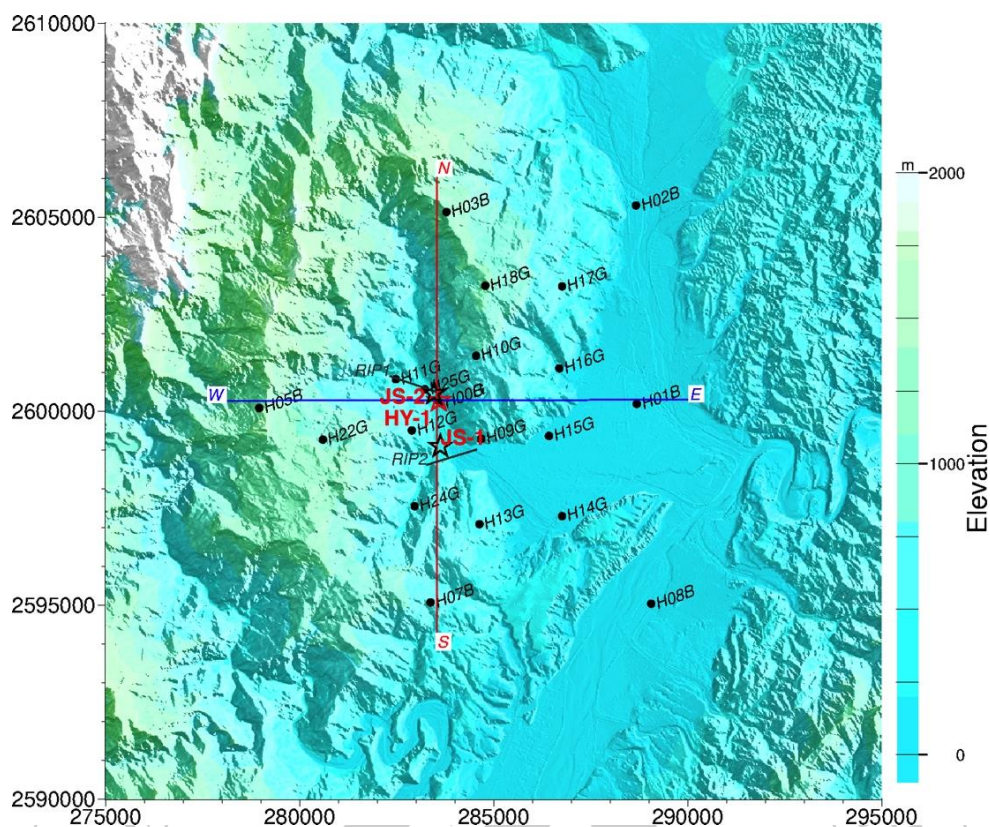


圖 3-24 地動觀測站分佈圖

Figure 3-24 Distribution map of seismic stations

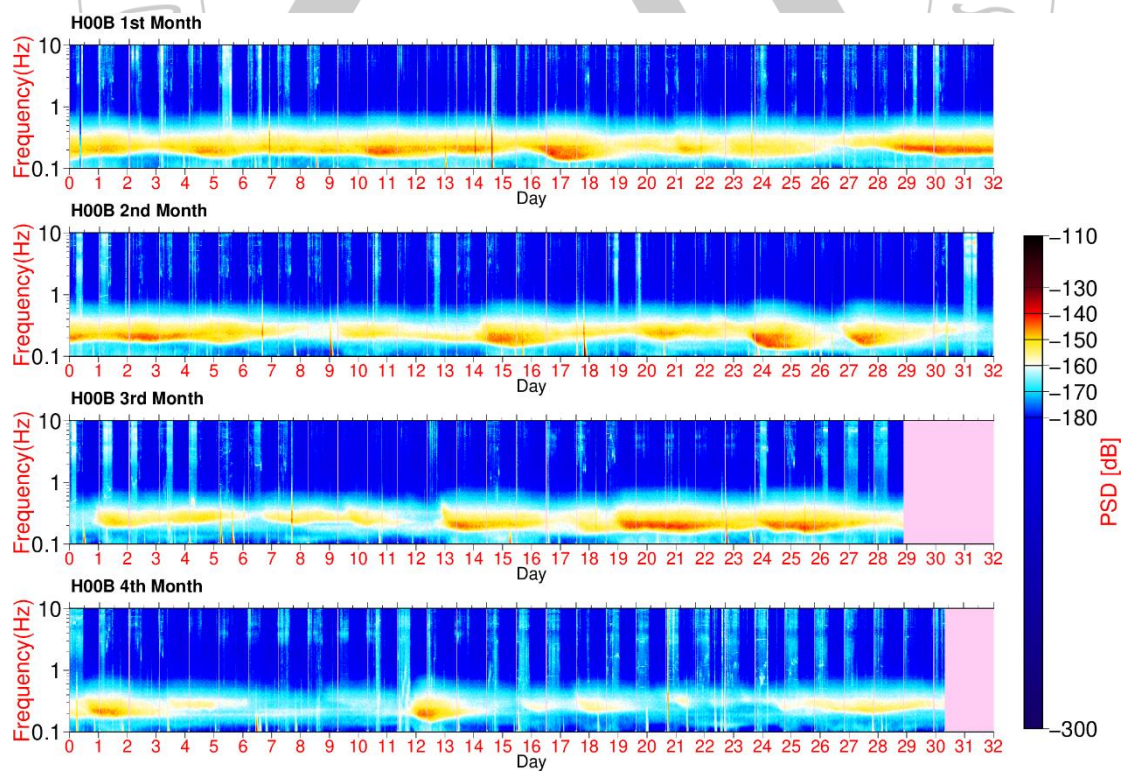


圖 3-25 測站 H00B 時頻圖

Figure 3-25 Spectrogram of Station H00B

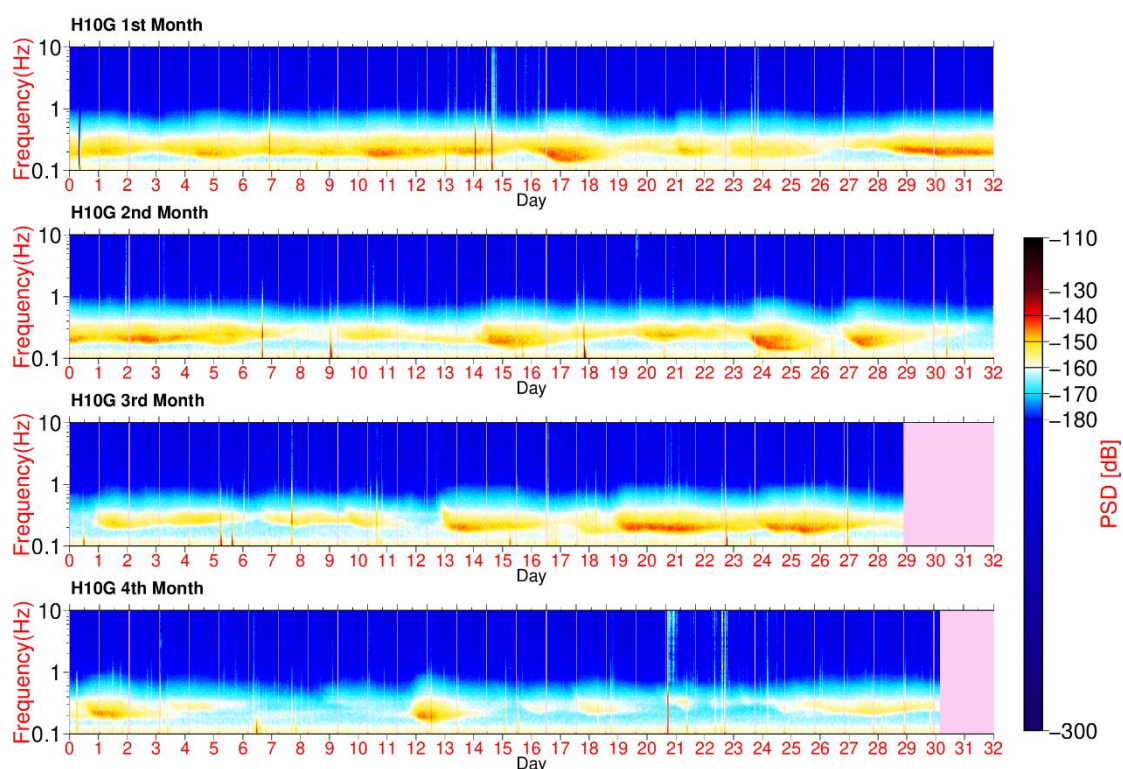


圖 3-26 測站 H10G 時頻圖

Figure 3-26 Spectrogram of Station H10G

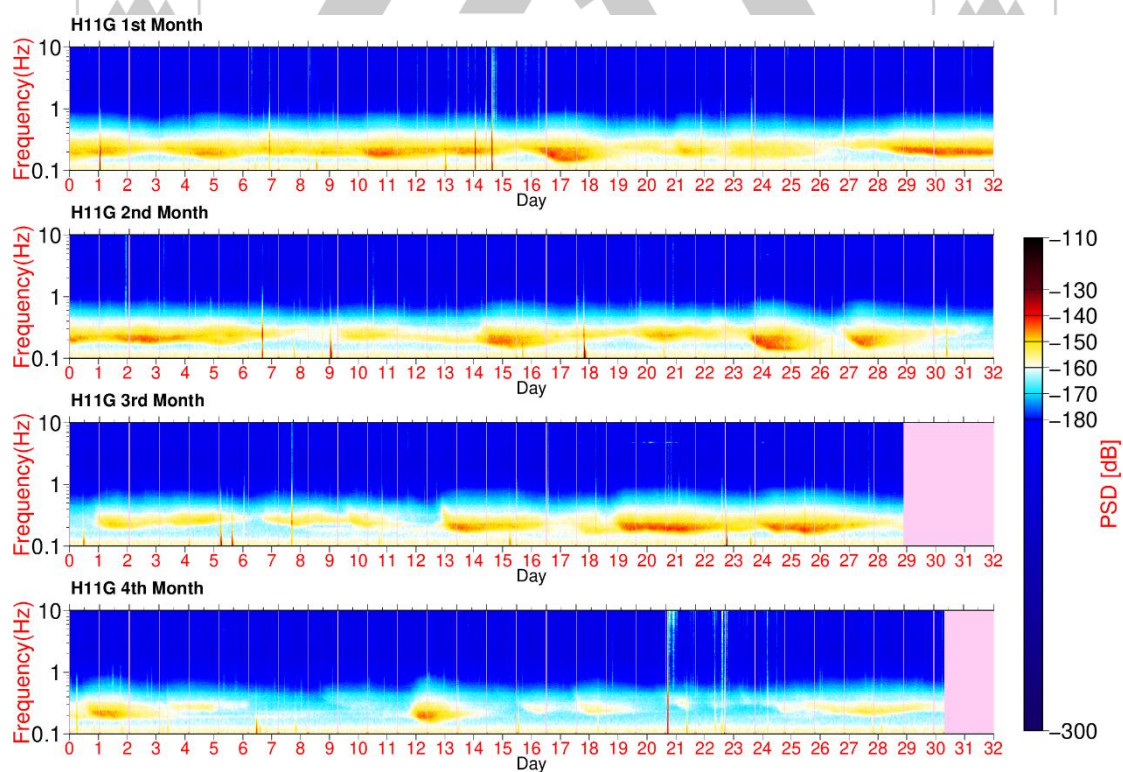


圖 3-27 測站 H11G 時頻圖

Figure 3-27 Spectrogram of Station H11G

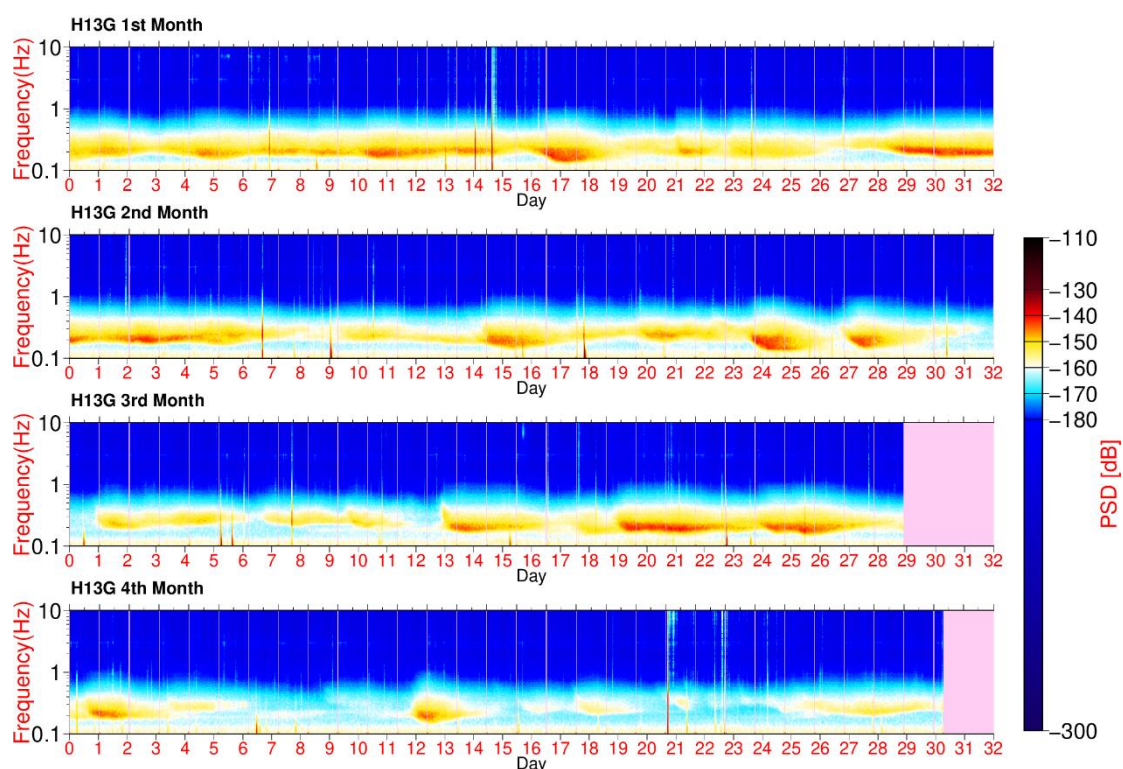


圖 3-28 測站 H13G 時頻圖

Figure 3-28 Spectrogram of Station H13G

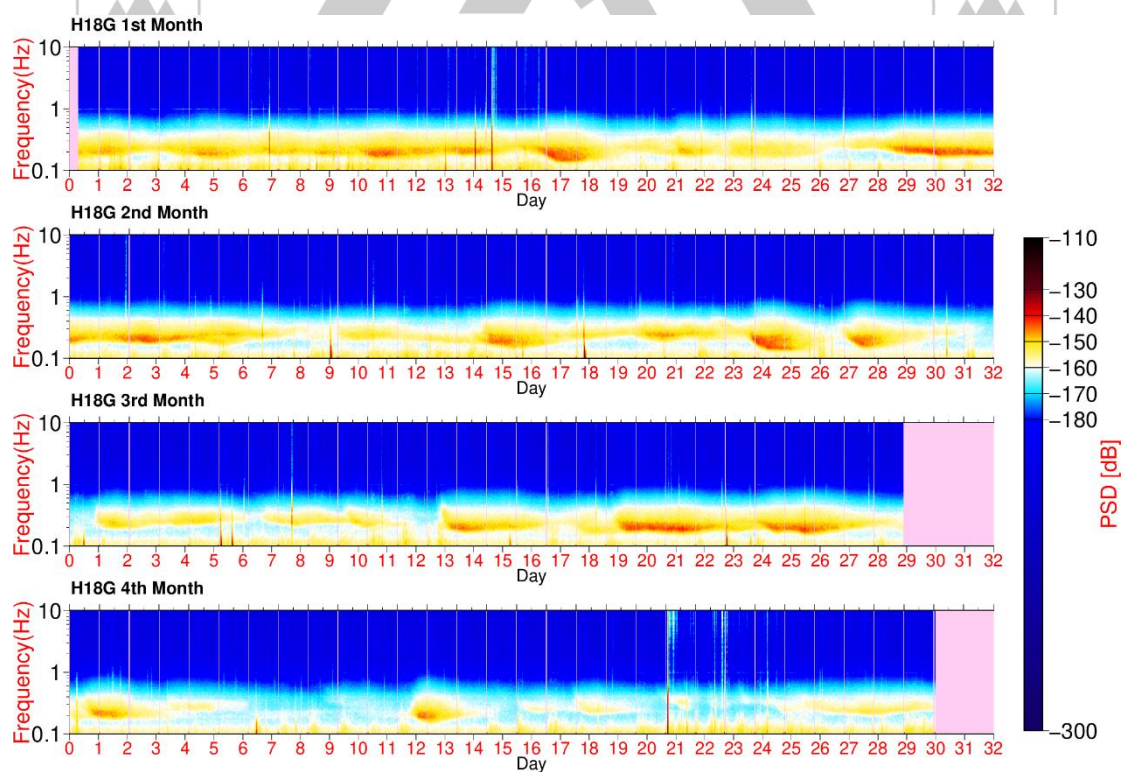


圖 3-29 測站 H18G 時頻圖

Figure 3-29 Spectrogram of Station H18G

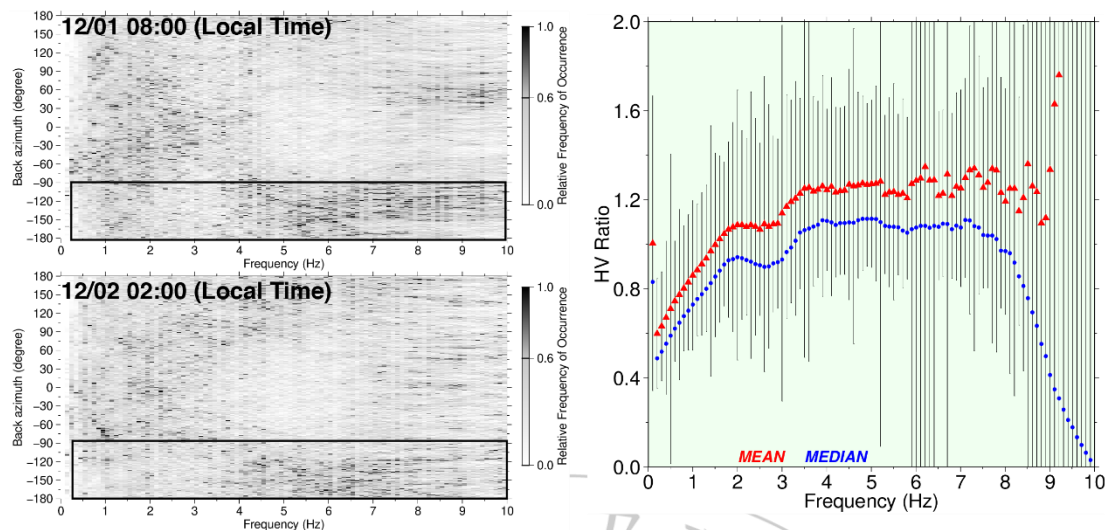


圖 3-30 反方位角及 H/V 觀測頻譜比資料

Figure 3-30 Back azimuth and H/V spectral ratio as function of frequency

不同地動觀測站的環境背景訊號的差異(不同的頻率相依 DOP 與 BAZ 特性)與不同之測站下方地層構造組成皆會導致觀測的雷利波橢圓度有其獨特的 H/V 分佈趨勢。本計畫所建置的地動測站 H00B(寬頻)及 H00G(Geophone)為共址安裝測站，代表測站下方的地層構造相同，因此本計畫透過雷利波橢圓度極化分析之 H/V 觀測成果顯示，兩者觀測資料的平均橢圓度相似度極高，主要的差異為不同頻率的觀測數據標準差大小。造成上述量測數據的差異主要是受到寬頻地震儀與 Geophone 在儀器偵測不同頻率之微地動的敏感度不同，這樣的量測數據差異亦會導致反演的速度模型也有所差異(圖 3-31)。但是，整體的速度反演成果中，地動測站 H00B 會優於 H00G(H00B 殘差值(Misfit)較小，為 0.1705)。因此，後續的「鑽井處測站剪力波速度模型成果與井測、岩芯資料之關聯性分析」工項，將聚焦在地動測站 H00B 之速度構造成果。本計畫共計有 16 處測站之反演速度構造結果，其中 9 處測站的反演分析之殘差值小於 0.5(圖 3-31)，剩餘 7 處則大於 0.5(圖 3-32)。

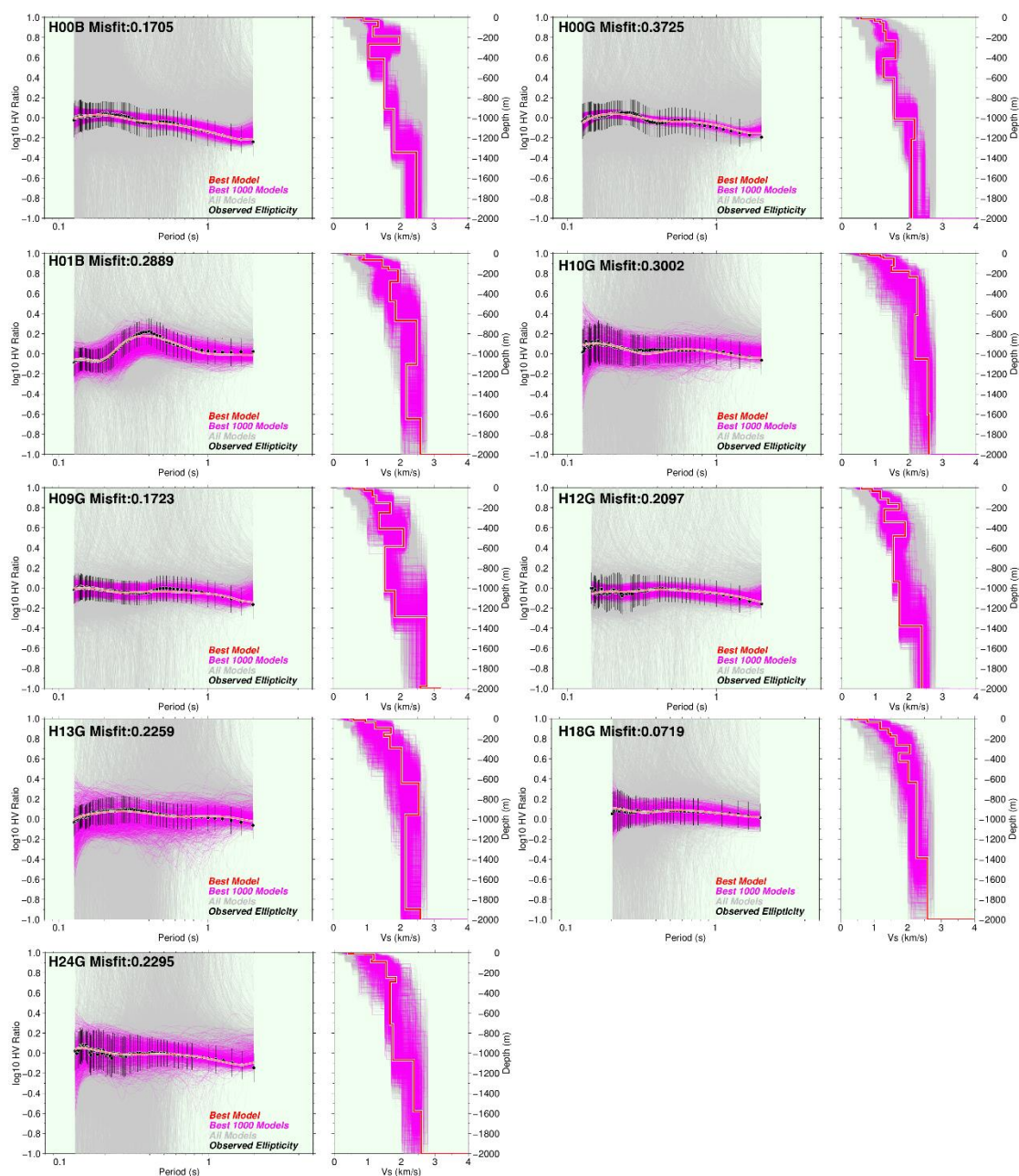


圖 3-31 剪力波速度構造反演分析成果(殘差值小於 0.5)

Figure 3-31 Inversion results from ellipticity measurements and shear-wave velocity models (misfit less than 0.5)

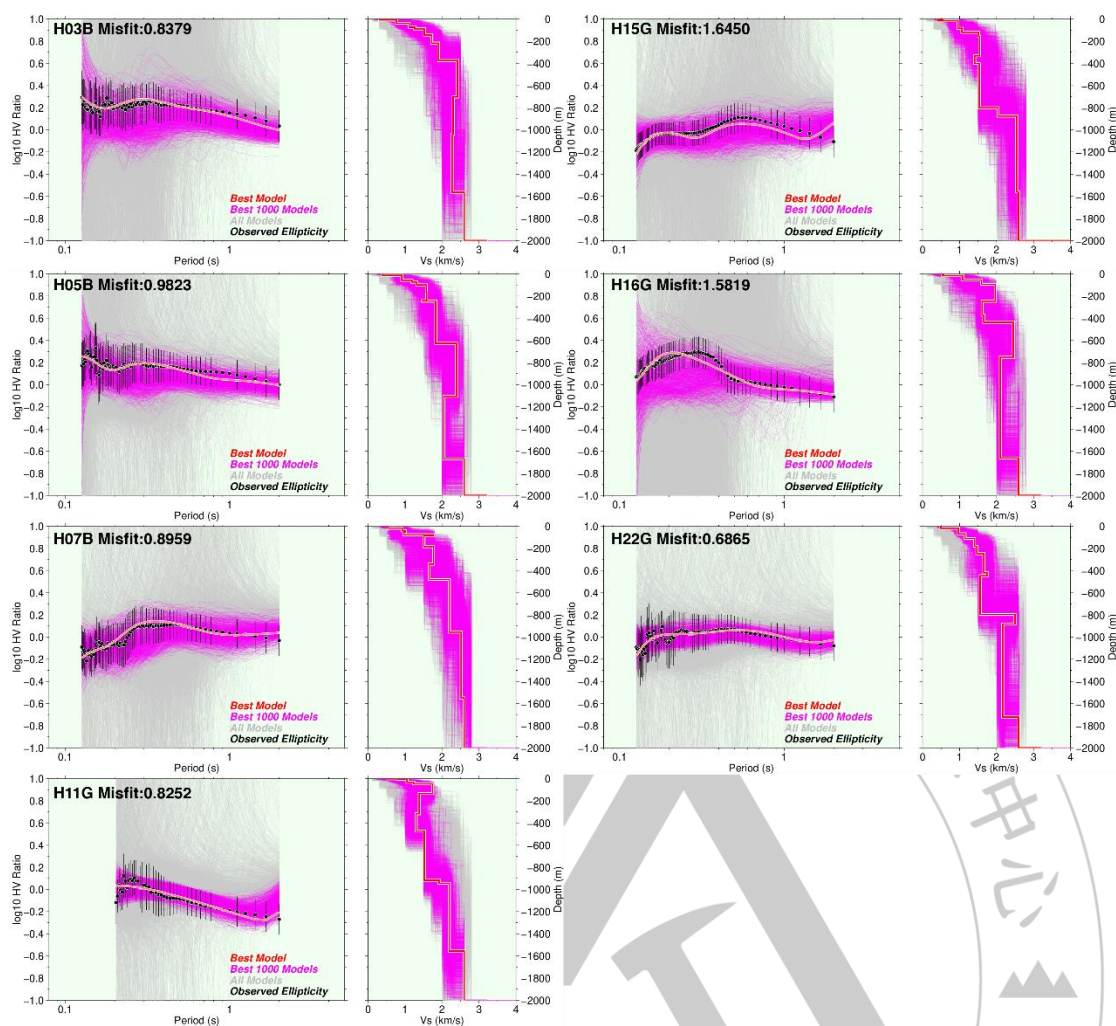


圖 3-32 剪力波速度構造反演分析成果(殘差值大於 0.5)

Figure 3-32 Inversion results from ellipticity measurements and shear-wave velocity models (misfit larger than 0.5)

D. 剪力波速度與井測、岩芯資料之關聯性分析

本計畫預期提供調查區域之近三維剪力波速度模型以外，再進一步配合鑽井資料(岩芯、井測分析及力學物理參數)與現有大地電磁(MT)進行關聯性分析，上述配合判釋的資料來源為「經濟部地質調查及礦物管理中心-花蓮縣瑞林區地質模型建置與資源潛能評估之期末報告書」。一般而言剪力波速度(V_s)與 SPT-N(Soil penetration test)、RQD(Rock quality designation)、剪力模數(Shear modulus, μ)、楊氏模數(Young's modulus, E)及泊松比(Poisson ratio, σ)存在著一些相關性如以下式 3-3 所示：

$$\begin{aligned}\mu &= V_s^2 \rho \\ \sigma &= \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)} \\ E &= 2\mu(1 + \sigma) \\ E &= \rho V_s^2 \cdot \left(\frac{3(V_p / V_s)^2 - 4}{(V_p / V_s)^2 - 1} \right) \\ V_s &= aN^K; a = 19 \sim 107, K = 0.2 \sim 0.8\end{aligned}\tag{式 3-3}$$

式 3-3 中的楊氏模數(E)與剪力模數(μ)可以觀察到其對於剪力波速度相當敏感(指數二次方關係)，代表剪力波速度可以用來討論岩芯材料的力學物理參數。本計畫預計以臨近鑽井位置的地動觀測站資料進行雷利波橢圓率之剪力波成像技術，求取測站高程下方剪力波一維速度模型，並與鑽井岩芯、井測資料進行關聯性分析(資料來源：經濟部地質調查及礦物管理中心-花蓮縣瑞林區地質模型建置與資源潛能評估之期末報告書))，相關分析成果如圖 3-33 所示。本計畫以地動測站 H00B 之速度構造模型與岩芯判釋結果及井測資料分為四個部分：(1)由沖積層(風化岩盤)改變為破碎岩塊之地層材料，因此可以看到剪力波速度有顯著增加的趨勢；且在沖積層內主要以礫石層為主，相較於破碎岩體(以石英雲母片岩為主)具有較高的電阻訊號、(2)岩芯照片顯示地下深度 82 米處由一段 Loss 轉變為恢復取芯，且自然伽瑪值則受到更為破碎的岩塊影響而呈現高低震盪現象，剪力波波速亦顯示為些微降低、(3)地層材料整體偏為砂質片岩，可觀察到顯著的剪力波波速增加、(4)因為岩層堅硬與有井噴現象，產生大量的湧水，該段利用灌漿阻隔高壓流體並直接打穿岩芯並未有取芯動作；湧水現象代表高孔隙水壓可降低有效應力，導致剪力波波速有顯著的低速帶(Low velocity zone, LVZ)。

針對 112 年度計畫執行新增第二孔鑽探工項(GSMMA-RS-2)，地動觀測亦可以提供剪力波速度成果來針對取芯深度提出建議。因此，本研究先選用地動測站 H11G 之速度構造成果來進行可能的重要岩性分層深度，該測站鄰近新增鑽孔 GSMMA-RS-2 點位，其水平距離約 600 公尺。圖 3-34 為根據測站 H11G 的速度構造判斷出可能地層材料(沖積層、新鮮岩盤及高壓裂隙水層)的邊界深度。但是，該測站的速度反演殘差值不低(misfit=0.8252)，對於上述的關鍵深度的判斷僅以參考為主。本研究更進一步於新設鑽孔位置安裝一處地動觀測站，測站代碼為 H25G，

其測站坐標位置為經度 121.32543°、緯度 23.50793°，本研究後續將針對該地動測站微地動訊號進行速度構造反演分析，進一步再建議可能的岩芯取芯深度。

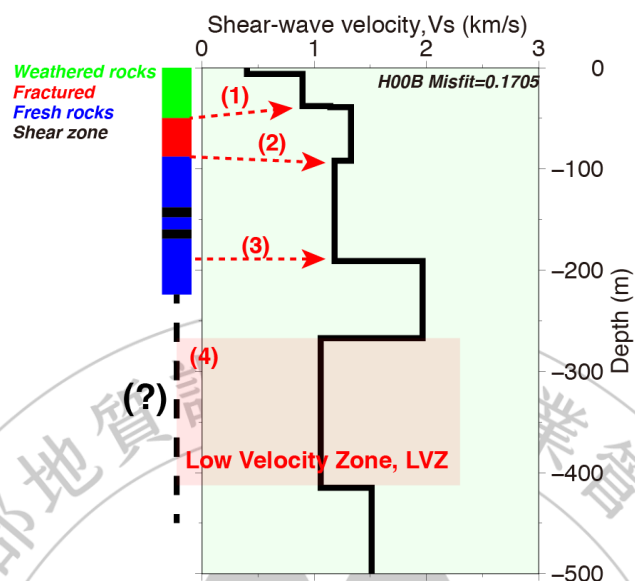


圖 3-33 剪力波速度模型綜合判釋(H00B)

Figure 3-33 Interpretation of shear-wave velocity model (H00B)

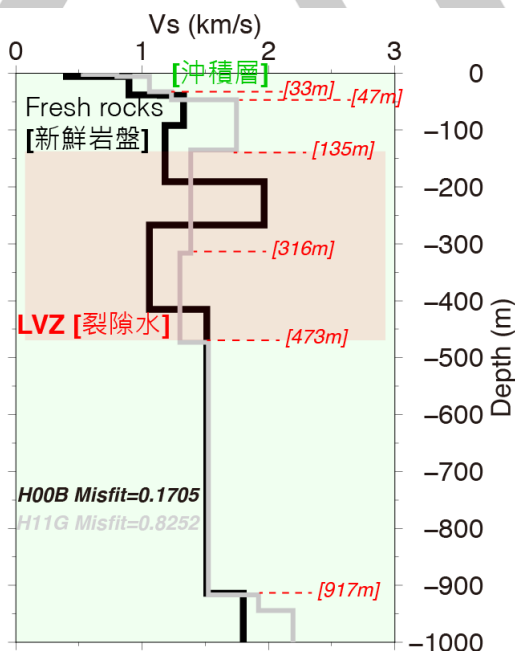


圖 3-34 H11G 剪力波速度模型綜合預判(黑色)

Figure 3-34 Interpretation of shear-wave velocity model of Station H11G (black)

E. 剪力波速度模型成果與前期大地電磁 MT 成果之綜合判釋

再者，本研究透過剪力波速度與大地電磁 MT 成果進行綜合判釋，預計可以協助地熱資源估算(儲層的估計體積量)，嘗試收斂可能的儲集面積及厚度。本計畫將 16 處地觀測站之剪力波速度剖面投影在通過鑽孔位置 GSMMA-RS-1 之南北向剖面，並與前期大地電磁 MT 成果套疊在一起進行綜合判釋(圖 3-35(A))，各測站投影至剖面的垂直距離介於 0.07 公里至 1.24 公里。大部份剪力波速度變化的深度皆能夠反應在高低電阻的上下邊界(藍色、紅色水平箭頭)；進入到極高電阻的邊界深度(等值線 50 Ohm-m 及 100 Ohm-m)亦可以由模型剖面中的水平黑色虛線所示，並將低(LR; < 50 Ohm-m)、中(MR; 介於 50 至 100 Ohm-m 之間)、高(HR; > 100 Ohm-m)範圍以等值線圈繪出來，可以發現低電阻區(LR)易觀察到剪力波波速高速帶(HVZ; 藍色箭頭處)。圖 3-35(B)顯示低電阻(LR)配合相對高的剪力波速帶(2,500 ~ 3,000 m/s)可以作為高蒸汽飽和度之地熱儲集層之指標因子。

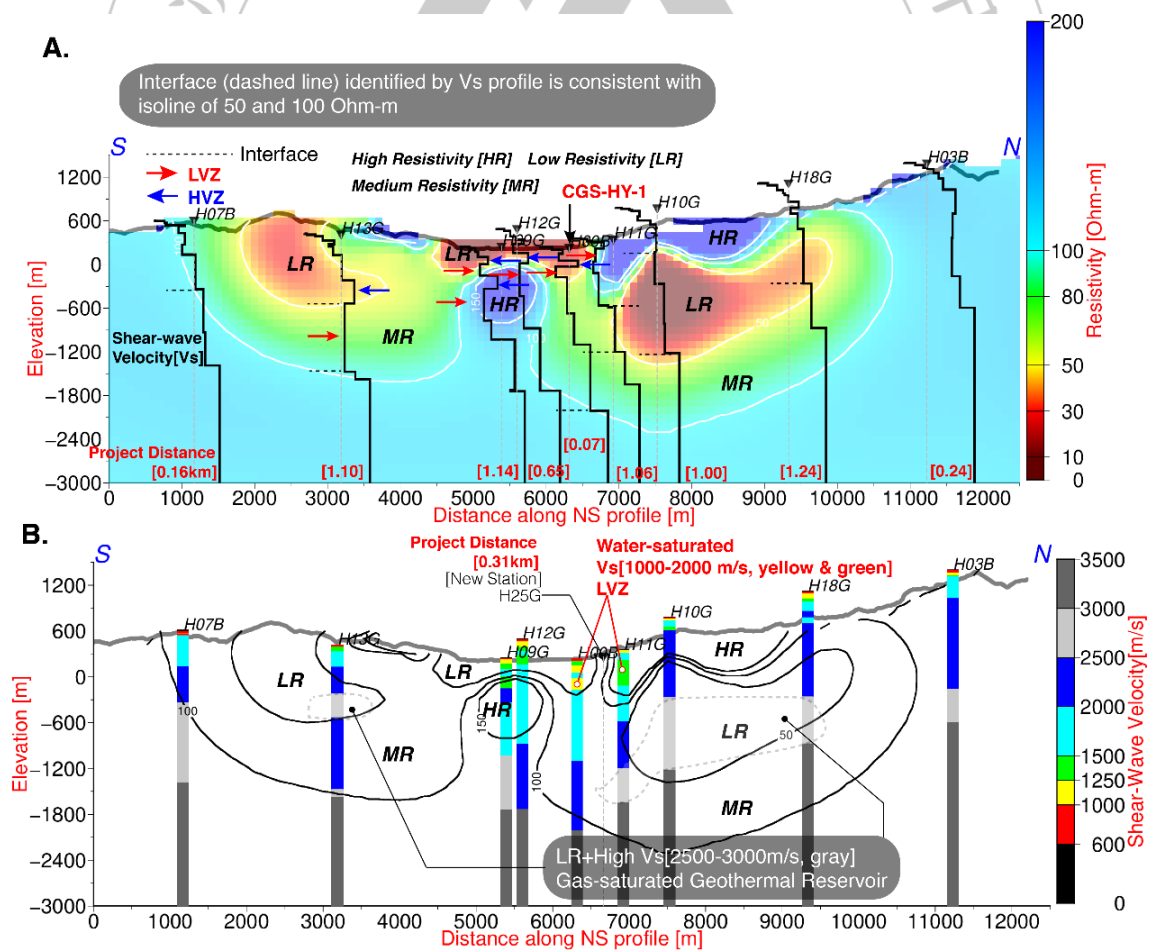


圖 3-35 南北向(A)電阻及(B)剪力波波速模型剖面綜合性判釋

Figure 3-35 Interpretation of north-south (A) resistivity and (B) shear-wave velocity model profile

2. 地電阻影像探測

本計畫以地電阻影像剖面探查花蓮縣瑞林地區之地質情況，尋找是否有近地表的 upflow 低電阻帶，並驗證是否有 NNW 向的垂直斷層通道。地電阻影像剖面探測法可藉由地層電阻率之不同，推估岩體性質、破碎程度、地下水分布狀況及可能之斷層與構造分布位置及範圍。地球物理探查若配合其他調查如地表地質調查及地質鑽探等分析，可更加準確研判。

本計畫共布設 2 條地電阻影像剖面 (Resistivity Image Profile, RIP)，編號為 R1 及 R2，施作長度為 2610 公尺(符合合約長度)。測線位置如圖 3-36，工作數量表如表 3-6。

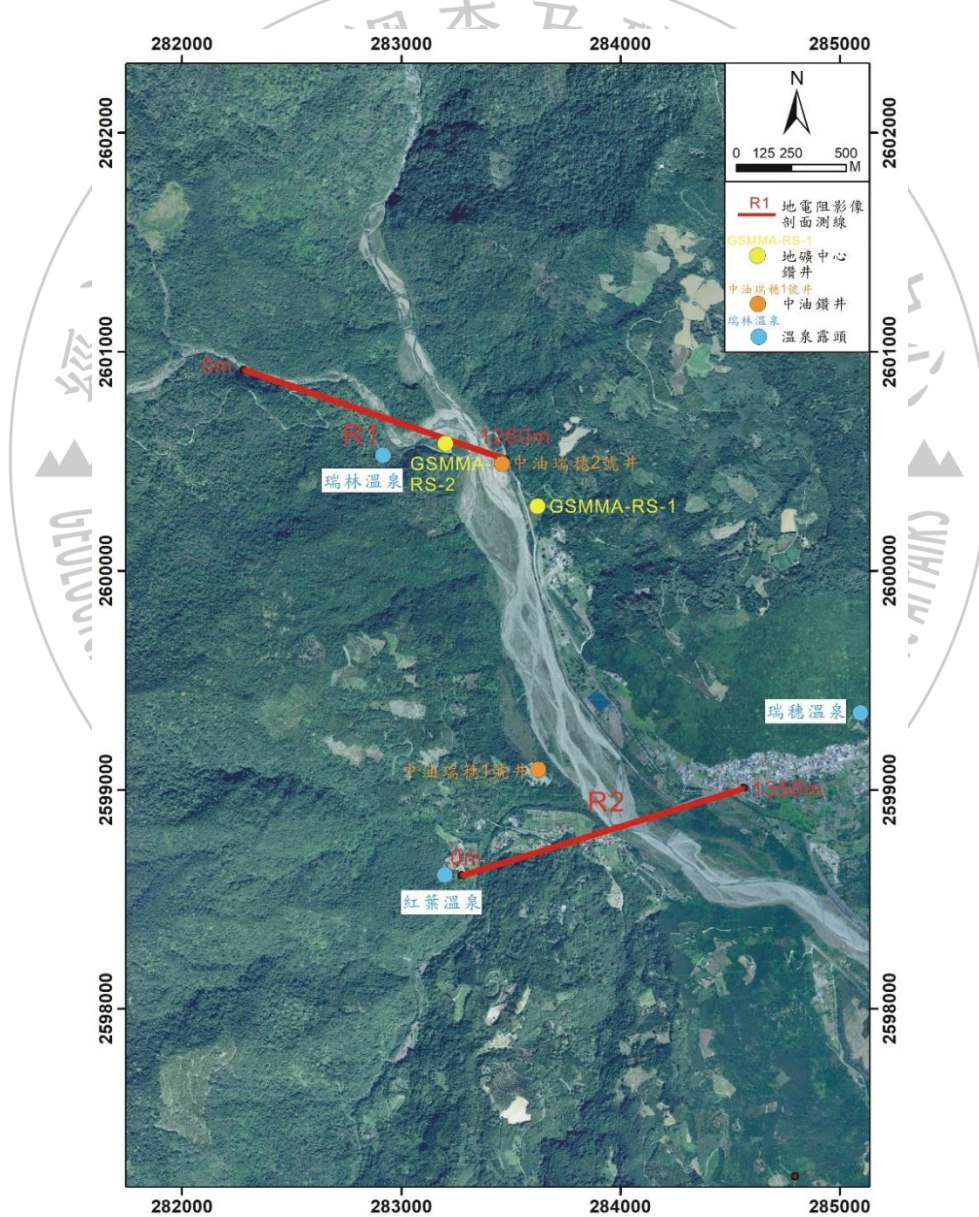


圖 3-36 地電阻影像剖面測線位置圖(座標系統 TWD97)

Figure 3-36 Resistivity Image profiling Survey lines location map (Coordinate System TWD97)

表 3-6 地球物理探測工作數量表

Table 3-6 Quantity list of geophysical exploration work

地球物理測線	契約數量	完成數量
地電阻影像剖面	2600 公尺	2610 公尺

(1) 佈設位置及工作執行過程

本次調查共計完成 2 條地電阻影像剖面(RIP)，編號 R1 及 R2，總長度為 2610 公尺，測點間距 10 公尺，目的為採地電阻影像剖面探測法於花蓮縣瑞林地區尋找是否有近地表的 upflow 低電阻帶，並驗證是否有 NNW 向的垂直斷層通道及其地質情況。探測位置及目的如表 3-7，測線相關位置如圖 3-36。

於 112 年 6 月 12 日至 6 月 20 日進行電極位置測量放樣工作。於 7 月 10 日至 7 月 21 日進行現場地電阻影像剖面探測工作。遠電極位置示於表 3-8 及圖 3-37。現場工作照片示於圖 3-38。

表 3-7 地電阻影像剖面測線測量成果表

Table 3-7 Measurement results list of Resistivity Image profiling Survey line

測線編號	調查目的	測線長度 (m)	剖面里程 (m)	座標(TWD97)		
				N	E	高程(m)
R1	於花蓮縣瑞林地區尋找是否有近地表的 upflow 低電阻帶，	1260	0+000	2600918.32	282280.25	358.46
			1K+260	2600510.48	283472.43	254.82
R2	並驗證是否有 NNW 向的垂直斷層通道及其地質情況	1350	0+000	2598610.66	283274.95	235.55
			1K+350	2599009.72	284564.61	192.61

表 3-8 地電阻影像剖面探測使用遠電極位置

Table 3-8 Remote electrodes location of Resistivity Image profiling Survey

遠電極位置(TWD97)	
電流極 C2(Pole-Pole array)	
R1_C2	N 2597235, E 284796, 高程 343 m
R2_C2	N 2595466, E 285039, 高程 284 m
電位極 P2(Pole-Pole array)	
R1_P2	N 2602378, E 287763, 高程 94 m
R2_P2	N 2601461, E 287429, 高程 99 m

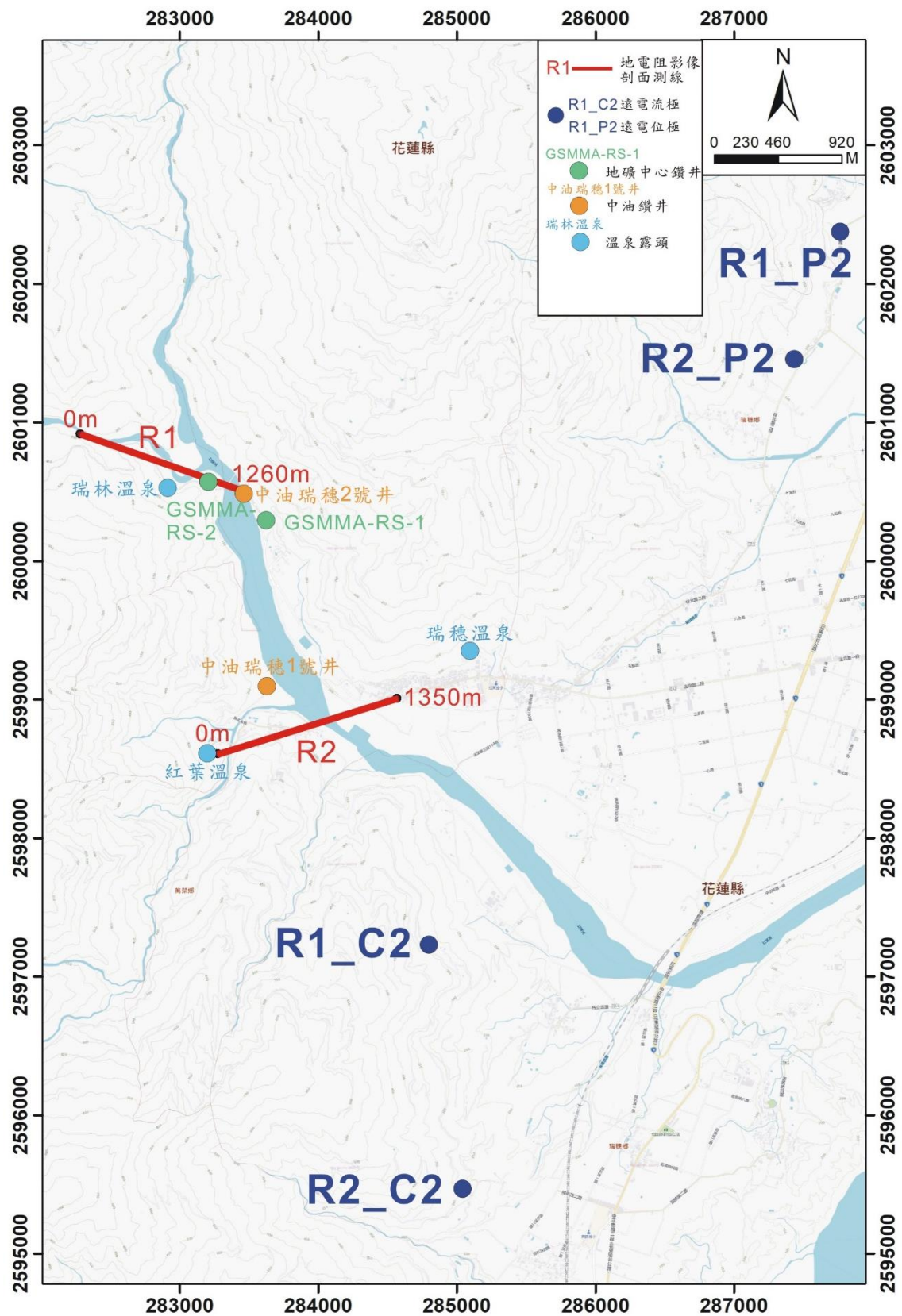


圖 3-37 地電阻影像剖面測線與遠電極相關位置圖(座標系統 TWD97)

Figure 3-37 Related positions of Resistivity Image Profiling Survey lines and remote electrodes (Coordinate System TWD97)



圖 3-38 地電阻影像剖面探測現場施測照片

Figure 3-38 Work Photos of Resistivity Image profiling Survey

(2) 施作儀器

- A. 電極棒：不鏽鋼材質的金屬棒當作電極棒。
- B. 電探儀：包括電流供應器及電壓量測器，使用日本 OYO 公司製造的 McOHM PROFILER-4 電探儀，最高輸出電壓至少 400V，輸出電流可變範圍為最高可達 1000mA，測量解析度 0.5 μ V，A/D 解析度為 24 位元，使用電源 12V 之蓄電池，利用 SCANNER 可擴充至 288 根電極。

(3) 工作方法

本計畫地電阻影像剖面探測採用雙極排列法(Pole-pole array)進行施測，係四極法的架構，它是將電流極的一支與電位極的一支分別置於遠離探測剖面位置(探測深度的 7 倍以上)並插入地表固定不移動，且彼此也相距甚遠(探測深度的 10 倍以上)。在探測剖面上置一支電流極與一支電位極。施測時在探測剖面線上以等間距排列多支電極供作自動換極測量。實地探測中之儀器配置如圖 3-39，在欲探測位置的一條直線上以等間距 a 列置多支電極，依次作為 C1 電流極與 P1 電位極之用。現地之施測步驟如圖 3-40，並簡述如下：

步驟一：施測時先以第 1 支做 C1 電流極，第 2 支、第 3 支……第 $N+1$ 支逐次做 P1 電位極，就可以測得以第 1 支電極為 C1 電流極之由淺而深的地層訊號。

步驟二：接著改以第 2 支電極為 C1 電流極，第 3 支、第 4 支……第 $N+2$ 支逐次做 P1 電位極，如此就可以測得以第 2 支電極為 C1 電流極之由淺而深的地層訊號。

步驟三：以此方式逐次改變 C1 與 P1 極而測得整個剖面的訊號。 N 稱為探測的層數， N 越大測得越深，通常以 Na 為探測深度， a 為相鄰電極之距離。

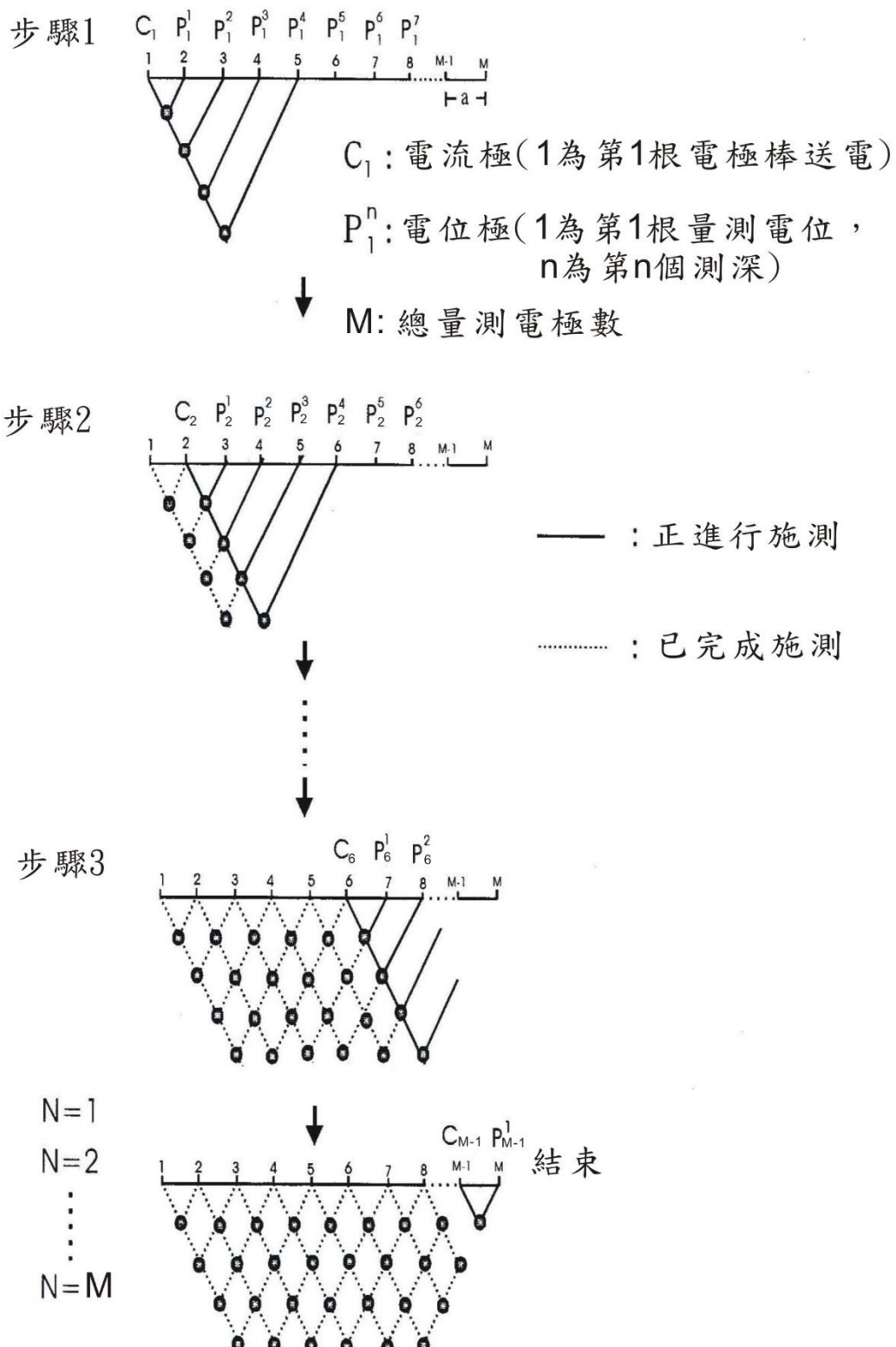


圖 3-40 雙極排列法施測過程之電極更換示意圖

Figure 3-40 Schematic diagram of Pole-Pole array electrode movement

(4) 資料解析

一般而言，二維地電阻之資料處理主要包括三個項目：A.遠電極修正、B.地形效應修正、C.逆推處理；依據本計畫所量測之資料特性，各步驟所採取之處理程序說明如下：

A. 遠電極修正

若排列方式需使用遠電極，由於逆推處理時係假設遠電極(參考電極)置於無限遠處，但在實際情況下，若遠電極與測線間距離小於測深之 7 倍時，則不能將遠電極視同置於無限遠處，為消除因遠電極並非無限遠所造成的影響，必需進行遠電極修正；經修正後之量測值，才能視同遠電極置於無限遠處之效應。

B. 地形效應修正

地形效應修正主要目的在於消除因急劇地形落差，對量測值所產生之影響，通常凸起地形會導致電阻率降低，而下凹地形會導致電阻率上升。地形對量測值之影響程度，與地形起伏對測深間之比例有關；一般而言，地形急劇之升或降對量測影響較大，而相對較平坦之地形則較不影響量測值。

C. 逆推處理

現場地電阻影像剖面探測所獲得的量測值，在尚未經過處理之前稱為視電阻率，並不等於地層真正的電阻率，因此野外量測資料需經過逆推處理，方能用與解釋地下結構。探測資料須經品質檢查，去除離奇資料點後以二維逆推法做資料解釋。離奇資料點大多由電磁干擾所致。在背景雜訊高的地方偶爾出現較大的雜訊，造成離奇資料。有些離奇資料是由地質因素(例如地形陡峭，或是地層電阻率變異大處等)造成，經適當修正或去除。基本上，地電阻影像剖面探測屬於二維的探測方式，需經過二維逆推(2D inversion)處理才能獲得地層真正的電阻率分布。地電阻二維逆推處理技巧已有許多作者論及(Tong and Yang, 1990)，就理論部份已發展得相當成熟，本計畫採用 Geotomo Software 公司發展的 RES2DINV 二維地電阻處理軟體進行處理；該套軟體可依需要採用二維有限差分(2D finite different)或二維有限元素(2D finite-element)逆推法，其中順向演算併合使用有限元素法與有限差分法；逆向演算使用最小平方法，係採用 Quasi-Newton (Loke and Barker, 1996a)的逆推理論，也將地表地形一併納入計算。逆推過程中降低計算雅氏式矩陣(Jacobian

Matrix)的次數，兼具 Steep Descent 逆推法穩定收斂與 Gauss-Newton 逆推法快速收斂的優點，大幅降低資料處理所需的時間。不同地層岩性所對應之電阻率分布範圍(楊等(1998))示於圖 3-41。

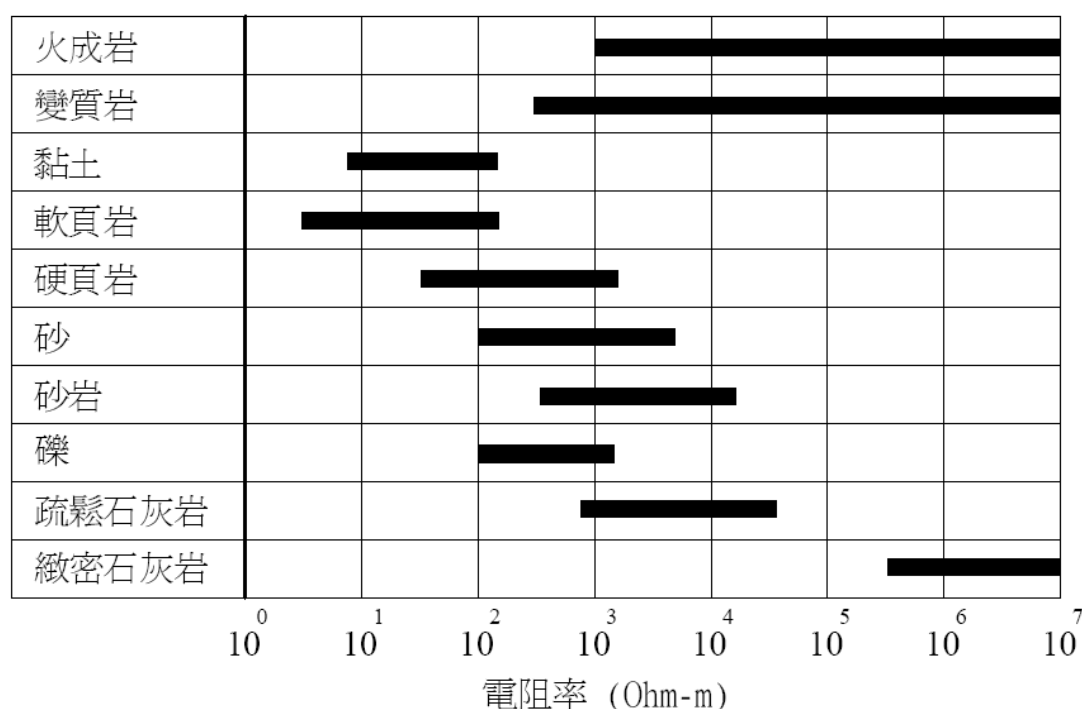


圖 3-41 不同地層岩性所對應之電阻率分布範圍 (楊等(1998))

Figure 3-41 Resistivity distribution range corresponding to different formation lithologies(Yang et al.(1998))

(5) 探測結果

R1 測線長度 1260 公尺，R2 測線長度 1350 公尺；電極間距全部測線均為 10 公尺，探測 48 層，探測深度超過 400 公尺。R1 與 R2 下方地層屬變質岩體(片岩)，變質岩體地層之電阻率值主要取決於破碎程度，岩體愈完整電阻率越高，愈破碎則電阻率越低。

A. R1

R1 剖面根據現地狀況、既有資料、地電阻影像剖面逆推結果(圖 3-42)與電阻率型態(圖 3-42c)研判，測線地表下方有局部高電阻區塊(600-2000 Ω -m)經研判可能為崩積層，最大厚度約 30 公尺。電阻率 80-600 Ω -m 之區域經研判主要為裂隙較多之變質岩體；探測里程 250-570 公尺處高程 170 公尺以下為一高電阻區塊，經研判為較完整之變質岩體；而電阻率小於 80 Ω -m 之區域經研判為裂隙多、富含地下水之變質岩體。

其中探測里程 600 公尺下方(高程 200 公尺以下)有一向東傾之低電阻區($20-80\Omega\cdot m$)，可能為破裂帶(A)分布；剖面東側下方(高程 125 公尺以下)為低電阻區($<80\Omega\cdot m$)向東朝地表延伸，推測剖面東緣附近可能存在一破裂帶(C)，而破裂帶(A)與破裂帶(C)間在深部可能均為裂隙多、富含地下水之變質岩體。

GSMMA-RS-2 鑽探過程可能會遇到的地質情況如下：

1. 深度 0-12m：沖積層或崩積層。
2. 深度 12-35m：裂隙較多之片岩。
3. 深度 23-41m：局部較完整之片岩。
4. 深度 41-64m：裂隙較多之片岩。
5. 深度 64-109m：裂隙多、富含地下水之片岩。
6. 深度 109-250m：裂隙較多之片岩。
7. 深度 250-396m：裂隙多、富含地下水之片岩。

B. R2

R2 剖面根據現地狀況、既有資料、地電阻影像剖面逆推結果(圖 3-43)與電阻率型態(圖 3-43c)研判，測線地表下方有局部高電阻區塊($600-2000\Omega\cdot m$)經研判可能為崩積層或是沖積層分布。電阻率 $80-600\Omega\cdot m$ 之區域經研判主要為裂隙較多之變質岩體；探測里程 660-910 公尺處下方(高程 150 公尺以下)為一高電阻區塊($>600\Omega\cdot m$)，經研判為較完整之變質岩體，推測可能延伸對應至 R1 探測里程 250-570 公尺下方之高電阻區塊；而電阻率小於 $80\Omega\cdot m$ 之區域經研判為裂隙多、富含地下水之變質岩體。其中探測里程 850 公尺下方(高程 125 公尺以下)有一向東傾之電阻率側向不連續帶，可能為 R1 中之破裂帶(A)向東南之延伸，但其電阻率較高，推測在 R2 中破裂帶(A)破裂程度較低。剖面東側下方為低電阻區($<80\Omega\cdot m$)向東朝地表延伸，推測剖面東緣附近可能存在一破裂帶(C)(高程 115 公尺以下)，而破裂帶(A)與破裂帶(C)間在深部可能均為裂隙多、富含地下水之變質岩體(可對應至 R1 剖面)。探測里程 660-910 公尺處下方之高電阻區塊西側經研判可能存在另二破裂帶(B)及破裂帶(D)，但破裂帶(B)及破裂帶(D)可能向西北延伸時，在 R1 剖面中並不明顯。

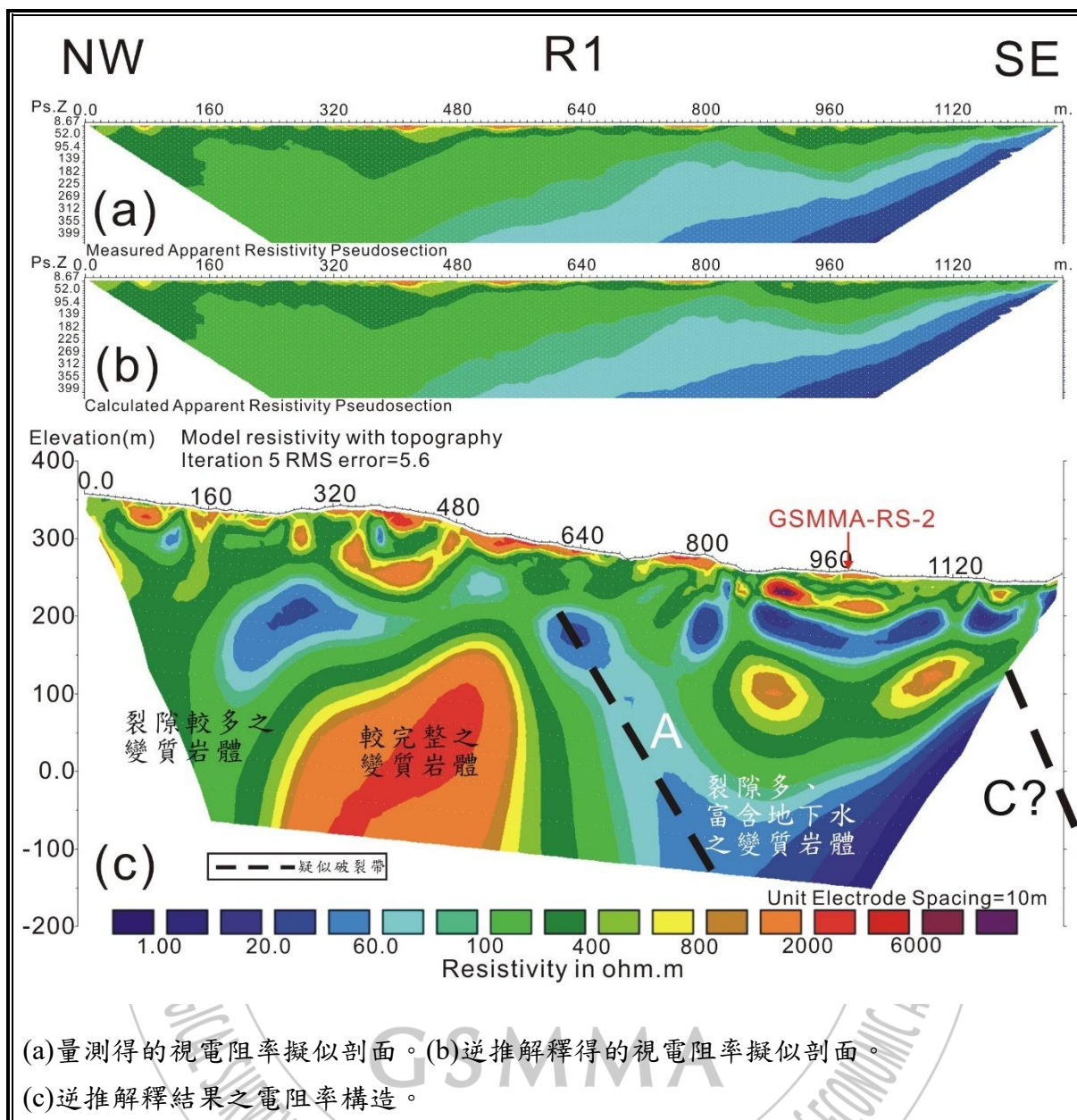


圖 3-42 R1 剖面探測成果圖

Figure 3-42 Results of RIP on R1 Profile

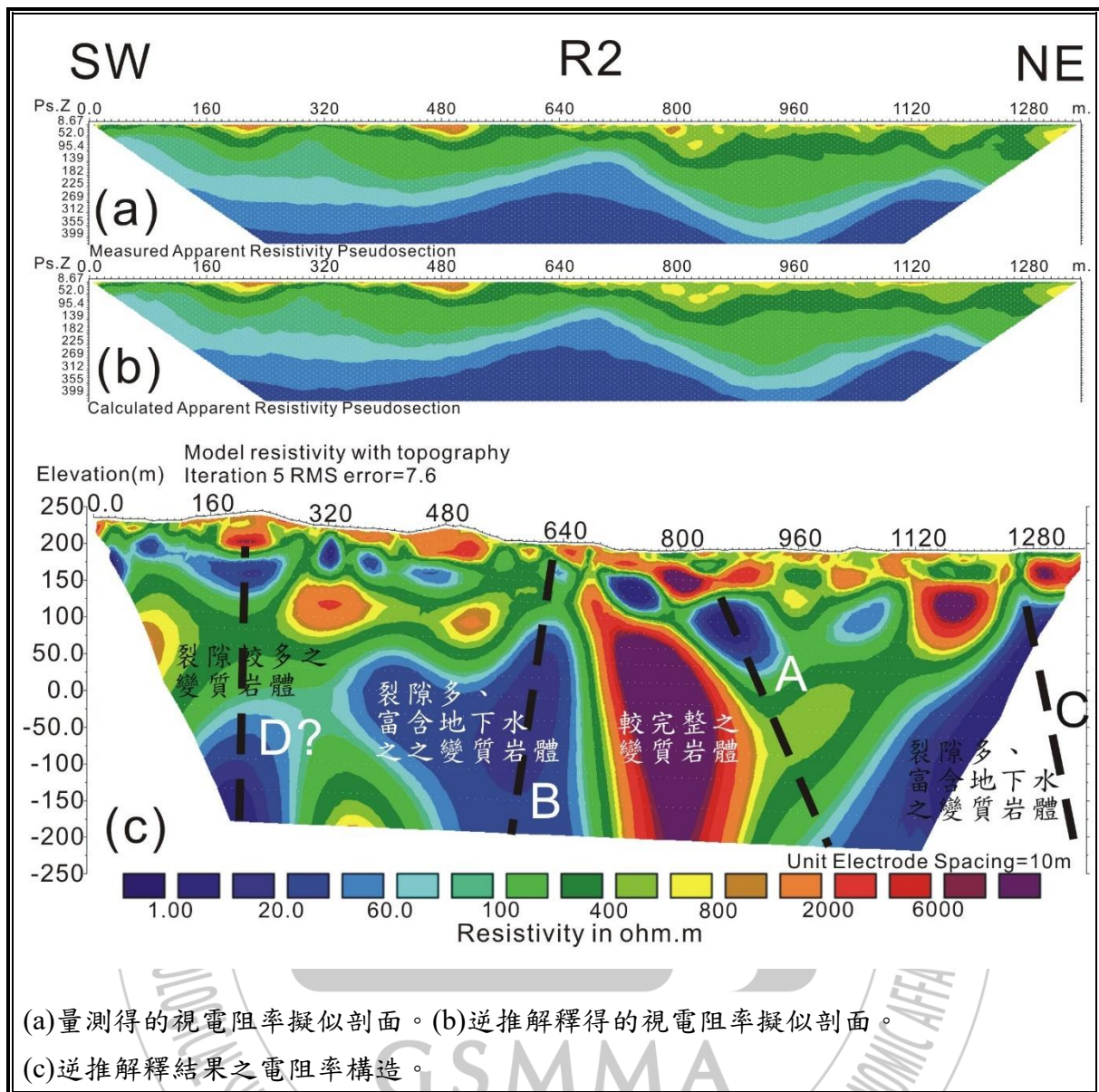


圖 3-43 R2 剖面探測成果圖

Figure 3-43 Results of RIP on R2 Profile

(三) 地球化學分析

1. 基本介紹

地熱的地球化學探勘是研究熱液系統的重要工具之一，可以提供熱液來源、平衡溫度、反應溫度、路徑、混合、作用等相關訊息。當地下水流經這些高溫的地層，會被加熱而形成高溫的熱水，這些熱水有機會蘊藏豐富的地熱潛能。變質岩區的地熱流體在地表常以溫泉或噴泉的形式呈現。因此，地表溫泉或噴泉可作為探討地熱活動的媒介，藉由溫泉水質和同位素性質等地球化學資料解析探討地熱流體之化學特性、來源和溫度，可作為地熱發電發展評估參考資訊。

除了現生地熱流體外，亦可透過岩石礦物作為推測古熱流的媒介，深部岩石與熱液接觸，礦物為適應新環境而產生的變化，或是侵入地下形成礦脈，或是上升過程解壓沉澱形成結垢等，因此透過鑑定岩體或岩芯之受熱換質程度與礦物種類，可推測地下岩層地溫之分布與滲透率以及深部熱液化學性質等。本計畫主要的地球化學分析方法說明如下：

(1) 野外水質分析

野外採樣時，利用手持儀器在現地對水樣進行溫度、酸鹼值(pH)、總溶解固體(Total dissolved solids, DS)、導電度(Conductivity)、鹽度(Salinity)和電阻值(Resistivity)進行量測。另外為求慎重，樣本皆會以 $0.2\ \mu\text{m}$ 的濾紙過濾，過濾完後之液體先潤洗濾壺及各式採樣瓶至少三次再盛裝濾液。濾液分裝為用塑膠瓶裝之原液(分析水中陰離子與滴定使用)、加入 50%濃鹽酸之熱液(用於分析水中陽離子，加濃鹽酸防止沉澱產生)、以及以玻璃盛裝之原液(用於分析氫氧同位素)。另外視需求準備已秤好重量之純水，以配製 1/10 之濾液用於二氧化矽含量之分析。

本報告所使用的 pH portable 是 Mettler-Toledo 公司出產的 S2-Standard Kit 搭配 InLab Expert Pro-ISM 感測器，其 pH 解析度：0.01；pH 準確度(±)：0.01。導電度測量亦使用 Mettler-Toledo 公司出產的 Cond portable S3-Standard Kit 搭配 InLab 738-ISM 感測器，其電導度測量範圍為 $0.01\ \mu\text{S}/\text{cm}$ 到 $500\text{mS}/\text{cm}$ ，電導準確度(±)：0.5%，可適用的溫度範圍為 $-5\sim 105\ ^\circ\text{C}$ 。

(2) 陽離子分析

本實驗利用離子層析儀(IC)，來分析溫泉水中的主要陽離子(鋰離子(Li^+)、鈉離子(Na^+)、銨根離子(NH_4^+)、鉀離子(K^+)、鈣離子(Ca^{2+})、鎂離子(Mg^{2+})等)。利用感應耦和電漿原子發射光譜分析儀(ICP-AES)，來分析水樣中的二氧化矽、鐵離子。以下分別介紹此兩種分析法：

A. 離子層析法原理

其原理乃是使待測溶液通過充填樹脂之分離管，使離子與樹脂產生交換作用而吸附在交換基上，由於不斷有流洗液沖提，讓離子脫離交換基再度變成自由離子，然後再度被吸附、沖提，重複循環多次。由於溶液中離子電荷數、離子半徑和質量等因素，使得各種離子對樹脂之親和力會產生差異，親和力越強的越容易吸附在交換基上，而越難被沖提，因此要通過分離管所花的時間相對較長，此因素造成不同離子經過分離管的時間產生差異，而分離成一群群的離子群，此時再依不同離子導電值波峰出現位置的不同，而得定性；測總導電值下波峰面積便可做定量的分析(Johnson, 1986)。

B. 感應耦合電漿—原子發射光譜分析原理

感應耦合電漿—原子發射光譜分析法(Inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry, ICP-AES)原理乃是利用電漿提供熱能，將原子激發至激態，根據能量守恆原理，當原子回復基態時，會將所吸收的特定能量以光能的形式釋出，經由分光儀可獲得發射光譜，由發射光譜即可比對，進行元素定性與定量的測量(宋聖榮等, 1993)。

(3) 陰離子分析

利用離子層析法(IC)分析溫泉水中的主要陰離子(氟酸、氯酸、溴酸、硝酸、磷酸、硫酸)，和利用自動滴定儀(Automatic titrator)分析溫泉水中的碳酸根與碳酸氫根含量。離子層析法的介紹已在前節敘述了，此節就不再贅述。

A. 自動滴定儀

本實驗利用自動滴定儀，來分析溫泉水中的碳酸根與碳酸氫根含量。其原理是利用水溶液中 pH 值與 H_2CO_3 、 HCO_3^- 、 CO_3^{2-} 含量比之關係。使用自動滴定儀測量水中的碳酸氫根須先知其初始的 pH 值，之後儀器會逐漸滴入 0.1N 的鹽酸，並以電極測量水中電壓變化。對水中的碳酸系統而言滴定的第一階段終點為 $\text{pH}=8.3$ ，此終點為碳酸根轉為碳酸氫根的當量點(式 3-4)：滴定的第二階段終點為 $\text{pH}=4.3$ ，此終點為碳酸氫根轉為碳酸的當量點(式 3-5)，如下所示：



故若樣本的 pH 大於 8.3 以上表示水中除了有碳酸氫根存在外還有碳酸根，這些碳酸根也會和鹽酸反應成為碳酸氫根，所以須扣除後才是水中真正碳酸氫根值(式 3-6)。當 pH 值介在 4.5-8.3 之間，則可直接測量樣本中碳酸氫根的量(式 3-7)。

$$\text{HCO}_3^- = (\text{EP2} - \text{EP1} * \text{C04}) * \text{C01} * \text{C02} * \text{C03} / \text{C00} \quad \text{式 3-6}$$

$$\text{HCO}_3^- = \text{EP1} * \text{C01} * \text{C02} * \text{C03} / \text{C00} \quad \text{式 3-7}$$

EP1：第一當量點 C00：樣品重

EP2：第二當量點 C01：HCl 濃度

C02：HCO₃⁻ 的分子量

C03：1000(單位轉換因子，mg/L)

C04：2(CO₃²⁻轉成 HCO₃⁻ 須多消耗一倍的 H⁺)

(4) 氫氧同位素分析

本研究之氫氧同位素分析委由中興大學土壤與環境科學系的彭宗仁教授之實驗室進行，儀器為由 Los Gatos Research 公司製造的液態水同位素分析儀(Liquid-Water Isotope Analyzer, LWIA)。LWIA 利用 off-axis integrated cavity output spectroscopy (OA-ICOS)雷射技術並連接 CTC LC-PAL liquid auto-sampler (LAS)液態自動進樣，可直接分析 D/H 和 18O/16O 的比例 (Peng et al., 2014a)。所有的 D/H 和 18O/16O 的分析結果皆以 δ 符號(‰)並相對於國際維也納標準平均海水 international Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW)表示之。此研究與實驗室之同位素標準樣長期分析精度(1 sigma) 為氫同位素(δ D)±0.8 ‰ 氧同位素(δ 18O)±0.2 ‰ (Peng et al., 2014b)。

2. 採樣分析成果與資料解釋

本次採集 10 個樣本，分別是：溫泉露頭兩筆資料，分別是 HY-2 與 HY-4，其中 HY-2 點位與上一期相同，為瑞穗紅葉岩壁流出之溫泉，HY-4 則為紅葉地上的湧泉，為新添加熱的資料。溪水一筆資料為過去沒有資料，瑞穗林道上的河水(ZSRD-1055)位於瑞穗林道 15.5K 之處；兩筆地下水樣亦採集過去沒有之點位，分別是 1047gw 與 MYMTgw 各來自於馬瑞產業道路以及馬遠民政廳附近。溫泉鑽井(井下流體)共 6 個，包含過去沒有的溫泉井 YSY、瑞祥溫泉公園之溫泉儲存槽 RS-feet，一個可與前期對比的溫泉井 RF，以及前期計畫中瑞穗 1 號井採的兩個不同時期的樣本 GSMMA-RS-1-408.37、GSMMA-RS-1-412.42m，因為鑽井期間晚上無法鑽井，為早上洩壓時採之樣本，會收集較末端清澈之水樣採集之，並同時討論前期計畫的分析樣本 GSMMA-RS-1-408.09m，下圖為採樣位置圖。

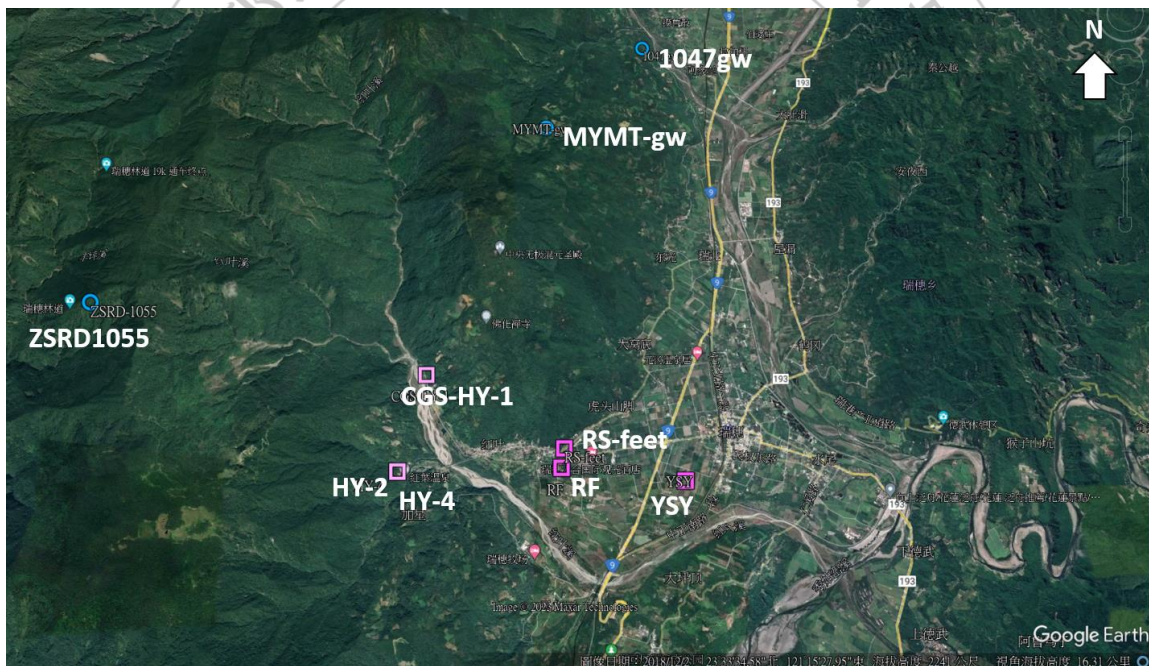


圖 3-44 本期計畫採樣位置圖

Figure 3-44 Location map of water samples

(1) 水樣基本性質

紅葉溫泉露頭(HY-2)本次量測到的溫度為 52.3°C ，總溶解固體(TDS)348 mg/L、鹽度介於 0.36psu 之間、導電度 695us/cm，新的量測點為紅葉溫泉露頭附近地上向上冒之湧泉，溫度為 47°C ，總溶解固體 364mg/L、鹽度介於 0.38psu 之間、導電度 728us/cm，整體來說與岩壁的露頭量測相近。瑞穗林道的溪水除了離子濃度低(僅 74 mg/L)外，pH

值可達 8.1，為弱鹼。兩個地下水樣本 1047gw 和 MYMT-gw 離子濃度亦低，分別為 39mg/L 和 18mg/L pH 值為弱酸約莫 6.7 和 6.8。

6 個井水樣本中，本次新增之 YSY 井和 RS-feet 總溶解固體介於地下水和溫泉水間，pH 值為弱鹼性。RF 溫泉各項性質則與前期差異不大。3 個來，本口井鹽度可達 5.5psu 且不同時間與不同深度鹽度差異極大，如樣本 GSMMA-RS-1-412.2 米鹽度就降至 0.58psu。如表 3-9 所示。詳細之採樣照片與基本性質如圖 3-45~圖 3-54 所示。

表 3-9 水樣之基本性質

Table 3-9 Basic properties of water samples

編號	TWD97 二度分帶_X	TWD97 二度分帶_Y	溫度(°C)	pH	TDS (mg/L)	EC (us/cm)	Salinity (psu)	Res (Ω.cm)	cond.ash (%)
HY-2	283206	2598617	52.3	6.76	348	695	0.36	1438	0.377
HY-4	283206	2598617	47	6.6	364	728	0.38	1374	0.398
ZSRD1055	279276	2600791	20.4	8.1	74	149	0.08	6713	0.089
1047gw	278919	2601316	24	6.7	39	78	0.05	12820	0.046
MYMT-gw	279058	2601389	22	6.8	18	37	0.03	27260	0.021
YSY	287816	2598518	40.1	7.6	148	297	0.15	3369	0.166
RS-feet	284476	2595744	26.5	9.0	188	376	0.2	2661	0.218
GSMMA-RS-1-408.37m	283112	2592467	-	7.9	4440	8880	5.5	112.6	5.209
GSMMA-RS-1-412.42m	283112	2592467	-	6.9	534	1067	0.58	936.8	0.624
RF	285809	2598620	45.5	6.4	1865	3728	2.1	268.2	2.068

表 3-10 前期重複之水樣之基本性質

Table 3-10 Basic properties of repeated water samples (Previous data)

編號	井深 (m)	開篩位置 (m)	溫度 (°C)	pH	TDS (mg/L)	EC (us/cm)	Salinity (psu)	Res (Ω cm)	Cond.sah (%)
HY-2	--	--	50.3	6.74	431	862	0.44	1160	0.467
RF-1	180-220	102	45.3	6.65	1471	2974	1.62	340	1.619



編號	HY-2
採樣日期	2023.06.12
採樣時間	10:40
TWD97二度分帶_X	283206
TWD97二度分帶_Y	2598617
溫度(°C)	52.3
pH	6.76
TDS(mg/L)	347.7
EC(us/cm)	695.5
Salinity(psu)	0.36
Res(Ω.cm)	1438
cond.ash(%)	0.377

圖 3-45 HY-2 之採樣照片與基本性質

Figure 3-45 Basic information and sampling photo of HY-2



編號	HY-4
採樣日期	2023.06.12
採樣時間	10:09
TWD97二度分帶_X	283206
TWD97二度分帶_Y	2598617
溫度(°C)	47
pH	6.62
TDS(mg/L)	363.8
EC(us/cm)	727.7
Salinity(psu)	0.38
Res(Ω.cm)	1374
cond.ash(%)	0.398

圖 3-46 HY-4 之採樣照片與基本性質

Figure 3-46 Basic information and sampling photo of HY-4



編號	ZSRD1055
採樣日期	2023.08.04
採樣時間	10:55
TWD97二度分帶_X	279276
TWD97二度分帶_Y	2600791
溫度(°C)	20.4
pH	8.1
TDS(mg/L)	74.49
EC(us/cm)	149
Salinity(psu)	0.08
Res(Ω.cm)	6713
cond.ash(%)	0.089

圖 3-47 ZSRD1055 之採樣照片與基本性質

Figure 3-47 Basic information and sampling photo of ZSRD1055



編號	1047gw
採樣日期	2023.06.11
採樣時間	10:47
TWD97二度分帶_X	278919
TWD97二度分帶_Y	2601316
溫度(°C)	24
pH	6.68
TDS(mg/L)	39.01
EC(us/cm)	78.02
Salinity(psu)	0.05
Res(Ω.cm)	12820
cond.ash(%)	0.046

圖 3-48 1047gw 之採樣照片與基本性質

Figure 3-48 Basic information and sampling photo of 1047gw



編號	MYMT-gw
採樣日期	2023.06.11
採樣時間	11:27
TWD97二度分帶_X	279058
TWD97二度分帶_Y	2601389
溫度(°C)	22
pH	6.83
TDS(mg/L)	18.34
EC(us/cm)	36.69
Salinity(psu)	0.03
Res(Ω.cm)	27260
cond.ash(%)	0.021

圖 3-49 MYMT-gw 之採樣照片與基本性質

Figure 3-49 Basic information and sampling photo of MYMT-gw



編號	YSY
採樣日期	2023.08.04
採樣時間	20:24
TWD97二度分帶_X	287816
TWD97二度分帶_Y	2598518
溫度(°C)	40.1
pH	7.56
TDS(mg/L)	148.4
EC(us/cm)	296.8
Salinity(psu)	0.15
Res(Ω.cm)	3369
cond.ash(%)	0.166

圖 3-50 YSY 之採樣照片與基本性質

Figure 3-50 Basic information and sampling photo of YSY



編號	RS-feet
採樣日期	2023.06.10
採樣時間	15:25
TWD97二度分帶_X	284476
TWD97二度分帶_Y	2595744
溫度(°C)	26.5
pH	8.98
TDS(mg/L)	187.9
EC(us/cm)	375.8
Salinity(psu)	0.2
Res(Ω.cm)	2661
cond.ash(%)	0.218

圖 3-51 RS-feet 之採樣照片與基本性質

Figure 3-51 Basic information and sampling photo of RS-feet



編號	GSMMA-RS-1-408.09m
採樣日期	2023.03.30
採樣時間	07:30
TWD97二度分帶_X	283112
TWD97二度分帶_Y	2592467
pH	7.63
TDS(mg/L)	2936
EC(us/cm)	5874
Salinity(psu)	3.53
Res(Ω.cm)	170.3
cond.ash(%)	3.453

圖 3-52 GSMMA-RS-1- 408.37m 之採樣照片與基本性質

Figure 3-52 Basic information and sampling photo of GSMMA-RS-1-408.37m



編號	CGS-HY-1-412.42m
採樣日期	2023.08.02
採樣時間	07:30
TWD97二度分帶_X	283112
TWD97二度分帶_Y	2592467
pH	6.91
TDS(mg/L)	533.7
EC(us/cm)	1067
Salinity(psu)	0.58
Res(Ω .cm)	936.8
cond.ash(%)	0.624

圖 3-53 GSMMA-RS-1- 412.42m 之採樣照片與基本性質

Figure 3-53 Basic information and sampling photo of GSMMA-RS-1-412.42m



編號	RF
採樣日期	2023.06.10
採樣時間	21:42
TWD97二度分帶_X	285809
TWD97二度分帶_Y	2598620
溫度($^{\circ}$ C)	45.5
pH	6.36
TDS(mg/L)	1865
EC(us/cm)	3728
Salinity(psu)	2.1
Res(Ω .cm)	268.2
cond.ash(%)	2.068

圖 3-54 RF 之採樣照片與基本性質

Figure 3-54 Basic information and sampling photo of RF

(2) 陰離子分析結果

內溫泉的紅葉溫泉(HY-2 和 HY-4)有較低的氯離子濃度：分別是 9.02mg/L 和 18.7mg/L；而外溫泉區的瑞穗溫泉氯離子濃度差異極大，RF-1 氯離子濃度為 1495mg/L，其他如 YSY、RS-feet 分別是 4.68mg/L 和 35mg/L；而紅葉一號井的氯離子濃度從 171 mg/L 到 2688mg/L。

內溫泉區的紅葉溫泉(HY-2 和 HY-4) 碳酸氫根濃度大概是 445mg/L 到 506mg/L；外溫泉區的 RF 碳酸氫根濃度為 933mg/L，而 YSY 和 RS-feet 這些較低溫的溫泉碳酸氫根濃度分別是 238 mg/L 和 543mg/L，此值介在地下水和溫泉水之間。瑞穗一號井 GSMMA-RS-1 的碳酸氫根濃度亦如氯離子濃度差異極大，從 415 mg/L 到 1531mg/L。全部的樣本的磷酸根濃度皆在偵測極限以下，顯示這些樣本幾乎沒有受到人為活動的污染。其餘陰離子濃度如表 3-11 所示。

表 3-11 水樣之陰離子分析結果

Table 3-11 Anion analysis results of water samples

編號	F ⁻ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	Br ⁻ (mg/L)	NO ₃ ⁻ (mg/L)	PO ₄ ³⁻ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)	CO ₃ ²⁻ (mg/L)	HCO ₃ ⁻ (mg/L)
HY-2	0.66	9.02	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	5.80	0	445.3
HY-4	0.67	18.7	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	19.7	0	506.3
ZSRD1055	0.42	2.36	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	9.76	0	195.2
1047gw	0.32	3.78	b.d.l.	4.63	b.d.l.	0.82	0	164.7
MYMT-gw	b.d.l.	2.22	b.d.l.	1.90	b.d.l.	b.d.l.	0	134.2
YSY	0.50	4.68	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	15.8	0	237.9
RS-feet	0.00	35.0	b.d.l.	3.35	b.d.l.	24.7	0	542.9
CGS-HY-1-408.37m	0.42	2688	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0	1531.1
CGS-HY-1-412.42m	0.72	171	0.12	3.30	b.d.l.	20.6	0	414.8
RF	0.96	1495	2.81	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0	933.3

b.d.l.：低於儀器偵測極限

(3) 陽離子分析結果

內溫泉的紅葉溫泉 HY-2 和 HY-4 鈉離子濃度分別是 66.4mg/L 和 119mg/L；而外溫泉區的 RF-1 鈉離子濃度是 1090mg/L，溫度較低的 YSY 和 RS-feet 鈉離子濃度分別是 14.8mg/L 和 28.7mg/L，溪水和地下水的鈉離子濃度為個位數。瑞穗一號井 GSMMA-RS-1 的鈉離子濃度從 159mg/L 到 2040mg/L 差異極大。

溫泉區的鈣離子與鎂離子濃度大概小於偵測極限到 46.3mg/L 之間，因為鈣鎂離子與溫泉水上升過程中的沉澱或地下水混入有關，數據差異大亦在意料之內。本次全部的鐵離子皆小於偵測極限(0.1mg/L)。其餘陽離子濃度如表 3-12 所示。

表 3-12 水樣之陽離子分析結果

Table 3-12 Cation analysis results of water samples

編號	Li ⁺ (mg/L)	Na ⁺ (mg/L)	NH ₄ ⁺ (mg/L)	K ⁺ (mg/L)	Ca ²⁺ (mg/L)	Mg ²⁺ (mg/L)	Fe ²⁺ (mg/L)	SiO ₂ (mg/L)
HY-2	b.d.l.	66.4	1.89	3.68	41.5	4.96	b.d.l.	50.1
HY-4	b.d.l.	119	1.23	5.61	43.0	4.34	b.d.l.	39.3
ZSRD1055	n.d	2.22	0.94	0.53	27.3	2.35	b.d.l.	5.41
1047gw	b.d.l.	3.31	0.63	0.07	5.90	4.78	b.d.l.	13.9
MYMT-gw	b.d.l.	1.94	0.68	0.02	2.33	2.13	b.d.l.	6.95
YSY	b.d.l.	14.8	b.d.l.	0.46	b.d.l.	3.20	b.d.l.	30.3
RS-feet	b.d.l.	28.7	b.d.l.	2.25	7.88	b.d.l.	b.d.l.	13.0
GSMMA-RS-1-408.37m	13.8	2040	115	178	7.22	2.44	b.d.l.	153
GSMMA-RS-1-412.42m	0.87	159	5.73	17.1	46.3	3.75	b.d.l.	25.6
RF	2.20	1090	63.0	60.3	140	5.86	b.d.l.	146

b.d.l.：低於儀器偵測極限

(4) 氫氧同位素分析結果

本計畫所採的地下水、河水大致皆坐落在工業技術研究院能源與資源研究所(1994)所發表的瑞穗地熱區天水線 $D=8 \quad 18O+12.9$ 的線上。

內溫泉的紅葉溫泉(HY-2 和 HY-4) 的氧同位素值約-7.79‰到-8.85‰間，氫同位素值則在-49.1‰到-56.3‰間。外溫泉則氫氧同位素分布差異極大，RF 的氧同位素值則約-7.54‰，氫同位素值則是-53.6‰已偏離天水線；YSY 則恰好落在天水線上，RS-feet 雖有較重的氫氧同位素值：氧同位素值約-6.96‰，氫同位素值則是-38.8‰，亦大致於天水線上。地礦中心的瑞穗一號井的氧同位素值介在-42.1‰到-45.1‰之間，氫同位素值則是介在-4.32‰到-6.87‰亦屬較重的水，與其高氯離子濃度相對照，推測有地層的滲水甚至變質水或岩漿水混染，如表 3-13 所示。

表 3-13 水樣之氫氧同位素分析結果

Table 3-13 Hydrogen and oxygen isotope analysis results of water samples

編號	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)
HY-2	-8.85	-56.3
HY-4	-7.79	-49.1
ZSRD1055	-8.50	-51.4
1047gw	-5.52	-29.4
MYMT-gw	-5.12	-24.1
YSY	-8.49	-55.3
RS-feet	-6.96	-38.8
GSMMA-RS-1-408.37m	-4.32	-45.1
GSMMA-RS-1-412.42m	-6.87	-44.3
RF	-7.54	-53.6

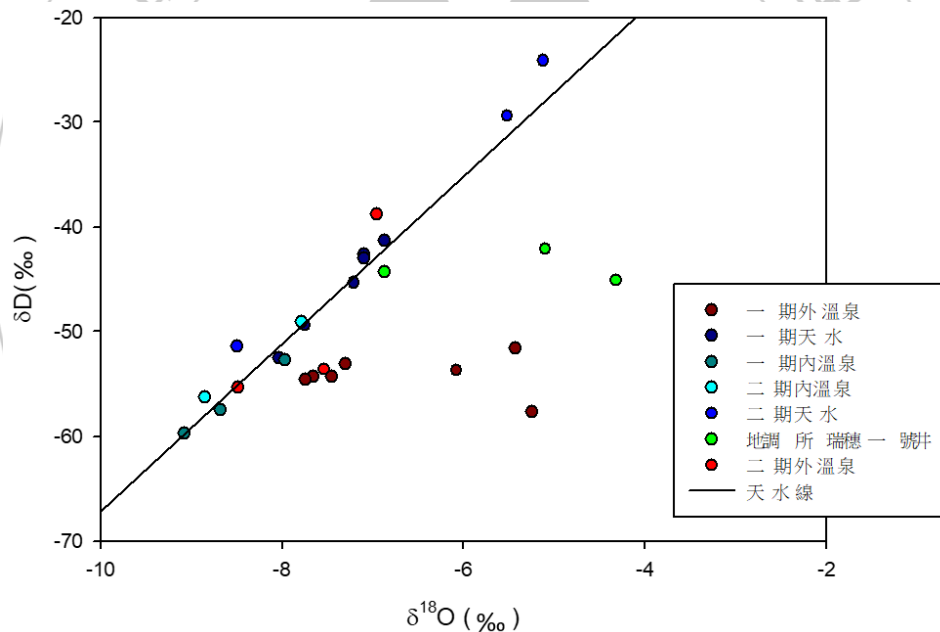


圖 3-55 瑞穗溫泉與天水之氫氧同位素圖

Figure 3-55 Hydrogen and oxygen isotopes of hot springs and meteoric water in Ruisui

3. 岩芯紀錄試驗與分析

(1) 岩樣光薄片

挑選具代表性的岩樣，視樣本需求灌膠防止研磨過程中崩解，找適合的方位切割成厚片，將一面拋光後黏貼至載玻片上，再研磨至 0.03mm 標準厚度。使用偏光顯微鏡觀察其礦物組成和微構造。

本次分析的樣本有八個來自瑞穗 2 號井，皆為石英雲母片岩，兩個為野外露頭，為綠泥石片岩，可與井下岩樣相對比所含的礦物組成。試驗分析結果如表 3-14 所示。

表 3-14 岩礦分析結果

Table 3-14 Results of rock and mineral analysis

岩礦分析樣品編號	礦物組成	岩石名稱
GSMMA-RS-2_218.7m	絹雲母、石英、石墨、方解石	石英雲母片岩
GSMMA-RS-2_218.9m	絹雲母、石英、石墨	石英雲母片岩+石英脈
GSMMA-RS-2_221.6m	絹雲母、石英、石墨	石英雲母片岩+石英脈
GSMMA-RS-2_223.4m	絹雲母、石英、石墨	石英雲母片岩+石英脈
GSMMA-RS-2_229.85m	絹雲母、石英、方解石、石墨	石英雲母片岩+石英脈 (含透鏡狀方解石)
GSMMA-RS-2_232.1m	絹雲母、石英、石墨	石英雲母片岩+石英脈
GSMMA-RS-2_248.5m	絹雲母、石英、方解石、石墨	石英雲母片岩+石英脈 (含透鏡狀方解石)
GSMMA-RS-2_273.4m	絹雲母、石英、方解石、石墨	石英脈(含透鏡狀方解石)， 圍岩為石英雲母片岩
20EM04D	綠泥石、鈉長石、石英、方解石	綠泥石片岩
20EM04F	綠泥石、鈉長石、石英、方解石	綠泥石片岩

(2) 岩樣掃描式電子顯微鏡影像(SEM)與能量頻譜分析(EDS)

掃描式電子顯微鏡的基本原理是利用加熱燈絲所發射出來之電子束經靜電聚焦後，形成非常微小之點光源，另靠陽極加速電壓的作用下，經過數個電磁透鏡所組成的電子光學系統，匯聚成約 5nm 至 10nm 之電子射束聚焦在試樣表面。又由於在末級透鏡上裝有掃描線圈，能使電子

射束在試樣上掃描，高能電子射束與物質之交互作用，即電子彈性碰撞與非彈性碰撞之效果，其結果產生了各種訊號如二次電子(Secondary Electrons, SE)、背向散射電子(Backscattered Electrons, BE)、吸收電子(Absorbed Electrons, AE)、透射電子(Transmitted Electrons, TE)、X 射線及陰極螢光(Cathode Luminescence)。訊號經檢測器接收與放大器放大，然後送到顯像管上成像。利用電子束在試件上掃描得到對應之成像亮點，以及因訊號強弱而亮度亦不同，故可展示試樣表面特徵、形貌與結構。

能量頻譜分析儀(Energy dispersive Spectrometers)是搭載在電子顯微鏡上的 X 光分析儀，利用高能電子束撞擊樣本產生特性 X 光(characteristic X-rays)，測此特性 X 光的能量來分析樣本的組成，EDS 構造如圖 3-56 所示。

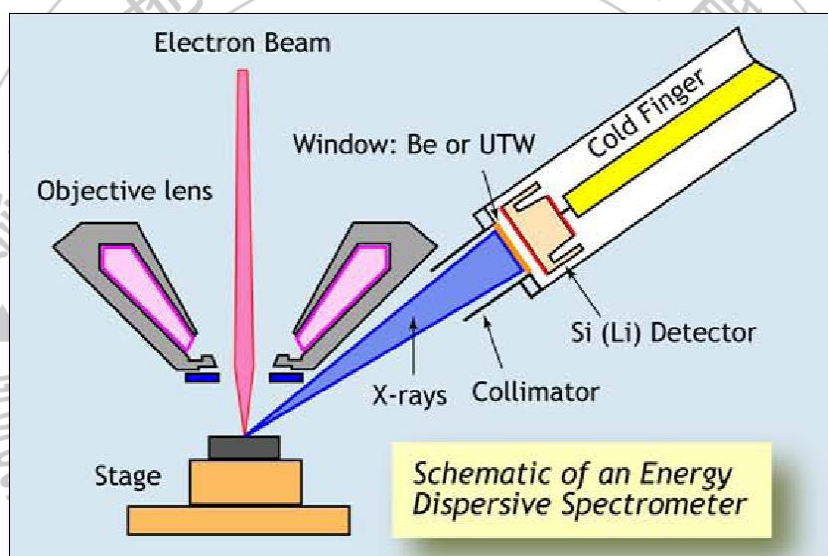


圖 3-56 能量頻譜分析儀構造示意圖

Figure 3-56 Schematic diagram of the structure of the energy spectrum analyzer

當原子內層的電子受到外來能量的激發而游離，原子外層的電子為了維持最低能量的狀態，於是緊接著遷降至內層電子的空穴，並釋放出兩個能階差的能量，被釋放的能量可能以 X 光形式釋出，也可能此釋出的能量轉而激發另一個外層的電子脫離原子，由於各元素的能階差不同，波長也不同，因此以 X 光的能量或波長即可鑑定樣本元素，如圖 3-57 所示。

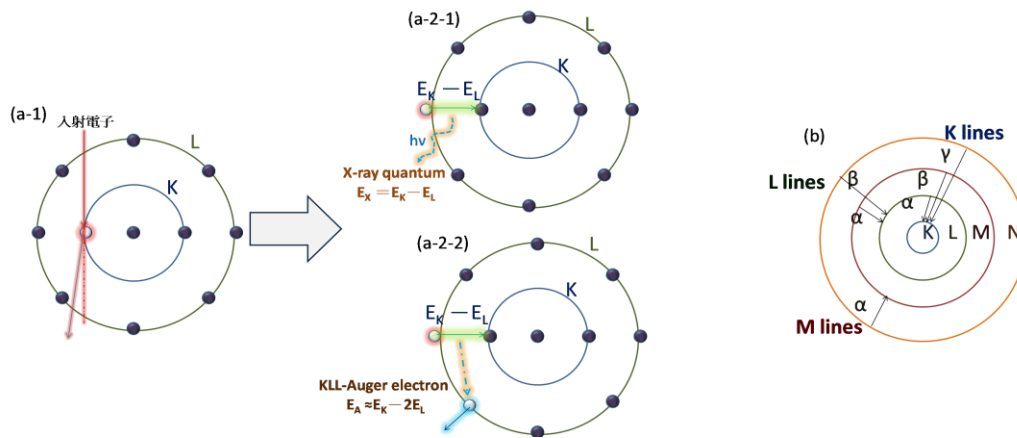


圖 3-57 (a) EDS 特性 X 光頻譜產生原理 (b)特性 X 光頻譜圖

Figure 3-57 (a) EDS characteristic X-ray spectrum generation principle (b) Characteristic X-ray spectrum diagram

當電子束打在樣本後，特性 X 光會先經過鈹窗(因樣本室工作時可達 10-6mbar，所以偵測測器上需有窗口承受壓力並保護裡頭的偵測器防止受到汙染，不過此窗口也不可太厚，以免吸收原本就已十分微弱的 X 光)然而鈹窗會吸收絕大多數低能量(能量小於 1KeV)的 X 射線，所以若要測 C、N、O 則須選超薄鈹窗，若要測 Be、B 則需無窗。偵測器主要由矽單晶夾雜鋰原子組成，並須在極低溫下操作，故以液態氮冷卻。特性 X 光會激發針測器產生電子電洞對再轉成電流，經過放大處理器、能量數位轉換器，再由多頻譜分析儀比對頻譜而知元素。本研究使用之掃描式電子顯微鏡，型號為 Thermo Phenom XL SEM。

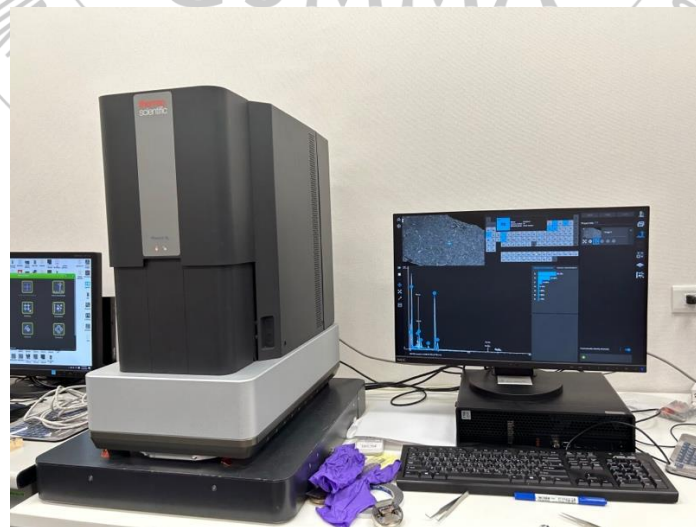


圖 3-58 掃描式電子顯微鏡 Thermo Phenom XL SEM

Figure 3-58 Thermo Phenom XL SEM

本研究 SEM 試驗之 SEM 影像與 EDS 成分分析成果，綜合 SEM 與 EDS 試驗結果進行說明：

岩芯樣本編號 GSMMA-RS-2_218.9m 根據 EDS 分析結果，主要元素為 O、Si、Al，加上 GSMMA-RS-2 的岩芯薄片有出現絹雲母，因此推測為絹雲母。

岩芯樣本編號 GSMMA-RS-2_223.4m 根據 EDS 分析結果，點 2-1 主要元素為 O、Al、Si，加上 GSMMA-RS-2 的岩芯的石英及絹雲母常一起出現，因此推測為絹雲母+石英。點 2-2 根據 EDS 分析結果，主要元素為 C、O、Fe，因此推測為菱鐵礦。點 2-3 根據 EDS 分析結果，主要元素為 C、O、Ca，加上 GSMMA-RS-2 的岩芯含有方解石，因此推測為方解石。

岩芯樣本編號 GSMMA-RS-2_229.85m 點 3-1 根據 EDS 分析結果，主要元素為 O、S、Fe，因此推測為黃鐵礦+磁鐵礦。點 3-2 根據 EDS 分析結果，主要元素為 O、S、Fe，亦為黃鐵礦+磁鐵礦。點 3-3 根據 EDS 分析結果，主要元素為 C，因此推測為石墨。點 3-4 根據 EDS 分析結果，主要元素為 O、Si、Al，加上 GSMMA-RS-2 的岩芯薄片有出現絹雲母，因此推測為絹雲母。

岩芯樣本編號 GSMMA-RS-2_232m 點 4-1 與點 4-2 根據 EDS 分析結果，主要元素為 O、Si，加上 GSMMA-RS-2 的岩芯含有許多石英脈，因此推測為石英脈。岩芯樣本編號 S5 為石英雲母片岩，內有變形的石英脈。SEM 的 EDS 可打到主成分為矽和氧。從 SEM 影像中也可辨識到有非常少量的碳酸鈣，應為方解石。點 4-3 根據 EDS 分析結果，主要元素為 O、P、La、Ce，因此推測為獨居石。點 4-4 為本樣本之主要成分，根據 EDS 分析結果，主要元素為 O、Si、Al，加上 GSMMA-RS-2 岩芯薄片含有許多絹雲母，因此推測為絹雲母。

岩芯樣本編號 GSMMA-RS-2_248.5m 點 5-1 根據 EDS 分析結果，主要元素為 C、O、Si，因此推測為石墨+石英。點 5-2 根據 EDS 分析結果，主要元素為 O、Si，因此推測為石英。點 5-3 與點 5-4 為本樣本之主要成分，根據 EDS 分析結果，主要元素為 O、Si、Al，加上 GSMMA-RS-2 岩芯薄片含有許多絹雲母，因此推測為絹雲母。

岩芯樣本編號 GSMMA-RS-2_273.4m 為石墨片岩，點 6-1 根據 EDS 分析結果，主要元素為 C、O、Ti、Si，因此推測為石墨+石英+鈦鐵礦。點 6-2 根據 EDS 分析結果，主要元素為 C、O、Ti、Si、Al，因此推測

為石墨+石英+鈦鐵礦。點 6-3 根據 EDS 分析結果，主要元素為 O、Al、Si、Cu、S，因此推測為黃銅礦+絹雲母。

樣本編號加星蛇紋岩，點 7-1 與點 7-3 顯示蛇紋石的主要元素成分 O、Si、Mg，點 7-2 根據 EDS 分析結果，主要元素為 O、Fe，因此推測為磁鐵礦。

樣本編號紅葉溪蛇紋石-1，點 8-2 顯示蛇紋石的主要元素成分 O、Si、Mg，點 8-2 根據 EDS 分析結果，主要元素為 O、Si、Mg、C，因此推測為蛇紋石並含菱鎂礦。點 8-3 根據 EDS 分析結果，主要元素為 S、Fe、Cu，因此推測為黃銅礦。

樣本編號紅葉溪蛇紋石-2，點 9-1 顯示蛇紋石的主要元素成分 O、Si、Mg，點 9-2 根據 EDS 分析結果主要元素為 C、O、Fe，因此推測為菱鐵礦。

樣本編號紅葉溪蛇紋石-3，點 10-1 根據 EDS 分析結果主要元素為 C、O、Mg，因此推測為菱鐵礦。

表 3-15 SEM 和 EDS 分析結果

Table 3-15 Results of SEM and EDS analysis

編號	樣本名稱	SEM+EDS 推測所含之岩石/礦物
1	GSMMA-RS-2_218.9m	絹雲母
2	GSMMA-RS-2_223.4m	石英、絹雲母、菱鐵礦、方解石
3	GSMMA-RS-2_229.85m	絹雲母、石墨、黃鐵礦/磁鐵礦
4	GSMMA-RS-2_232m	絹雲母、石英、(極少量)方解石、獨居石
5	GSMMA-RS-2_248.5m	絹雲母、石英、石墨
6	GSMMA-RS-2_273.4m	石墨、絹雲母、石英、鈦鐵礦、黃銅礦、絹雲母
A	加星蛇紋石	蛇紋石、磁鐵礦
B	紅葉溪蛇紋石-1	蛇紋石、菱鎂礦、黃銅礦
C	紅葉溪蛇紋石-2	蛇紋石、菱鐵礦
D	紅葉溪蛇紋石-3	蛇紋石、菱鎂礦

(3) 液包體

當晶體在流體介質中結晶的時候，其晶體成長時不規則排列所造成的缺陷，會保留當時周圍的流體介質，當晶體繼續成長，很可能會將此缺陷癒合而成為晶體的一部分，此稱為 Primary fluid inclusions；若是晶體成長時由裂隙癒合所形成的液包體稱為 Pseudosecondary inclusions；而晶體形成後才形成的裂隙產生的液包體稱為 Secondary inclusions。液包體忠實的記錄了癒合當下其周圍流體的性質、溫度與壓力。本研究之液包體使用台大地質科學系 LINKAM scientific instruments 出產的 THMSG600 之加熱系統。

GSMMA-RS-1、GSMMA-RS-2 的岩芯可觀察到不少石英礦脈穿插在黑色片岩中，然而大部分的石英脈都呈現不透明的乳白色，難以做為液包體分析的材料，GSMMA-RS-1 深度 145.8 米、190.8 米、201.2 米；GSMMA-RS-2 深度 218.7 米、221.6 米、248.5 米、273.4 米的石英脈較為透明得以做液包體分析。

GSMMA-RS-1 深度 145.8 米的液包體均化溫度分布主要集中在 320-400°C；190.8 米的液包體均化溫度分布集中在 390-470°C；201.2 米的液包體均化溫度集中在 380-410°C，另有一群為 450-460°C 之間，顯示此晶體可能經過不同期的熱液事件。

GSMMA-RS-2 的岩芯可觀察到不少石英礦脈穿插在石英雲母片岩中，然而大部分的石英脈都呈現不透明的乳白色，難以做為液包體分析的材料，僅深度 218.7 米、221.6 米、248.5 米、273.4 米的石英脈較為透明得以做液包體分析，218.7 米的液包體均化溫度集中在 340-370°C 之間，221 米的液包體均化溫度大多集中在 250-315°C 之間，另有一群樣本為 410-420°C 之間，顯示此晶體可能經過不同期的熱液事件；而 248.5 米與 273.4 米的石英脈在顯微鏡底下常可見晶體中有長短不一無特定方向的裂隙，可能代表在石英礦脈形成後仍受後期的應力變化而產生裂隙，且同一晶體在室溫下的液包體中的液氣比(氣泡佔液包體的比例)差異顯著 248.5 米的均化溫度分布可由 250°C 到 470°C，273.4 米的溫度亦非常分散由 210°C 到 400°C，由於較低溫的幾筆數據皆顯示位在癒合裂隙上，屬於次生的(Secundary)液包體，暗示由深到淺上升過程中不同的階段溫度由高到低的改變。而晶體的最低液包體均化溫則是目前最接近地底下真實溫度。

(4) 碳氧同位素

本研究之碳氧同位素分析委由臺灣師範大學地球科學系米泓生教授實驗室進行分析，儀器型號為 Micromass IsoPrime isotope ratio mass spectrometer (IRMS)。相較於 Vienna Pee Dee Belemnite，分析重現性為 $\pm 0.05\%$ (1σ , $N = 701$) (Lo et al., 2013)。

本計畫採 3 個樣本，分別為地礦中心瑞穗 2 號井 223.4 米和 273.4 米方解石和石英混合生長的礦脈，以及一個瑞北溪的陽起石內的純方解石礦脈(Act-1)作為對照，分析結果如表 3-16 所示。由結果可以看到瑞穗 2 號井內碳同位素非常集中，為 -7.0% 與 -7.8% ，氧同位素差異較大為 6.0% 與 9.2% ；而瑞北溪陽起石內的方解石的碳同位素值為 -10.6% ，氧同位素為 11.4% ；若以本區溫泉水氧同位素值約莫為 -5.5% 計算，套用 Friedman and O'Neil (1977) 所得之瑞穗 2 號井下礦脈溫度分別為 166°C 與 124°C 。陽起石內之方解石算出溫度僅 102°C 但這也可能因為原水之成分並非現今所見之溫泉水而不能以 -5.5% 計算之所導致。

表 3-16 碳氧同位素分析結果

Table 3-16 Carbon and oxygen isotope analysis results

編號	$\delta^{13}\text{C_PDB}$	$\delta^{13}\text{C_PDB}$	$\delta^{18}\text{O_SMOW}$	$\delta^{18}\text{O_SMOW}$	推估之礦脈 溫度 ($^{\circ}\text{C}$)
	Mean (permil)	Std Dev (permil)	Mean (permil)	Std Dev (permil)	
GSMMA-RS- 2_223.4m	-7.0	0.004	6.0	0.005	166
GSMMA-RS- 2_273.4m	-7.8	0.004	9.2	0.005	124
Act-1	-10.6	0.005	11.4	0.015	102

四、地下資源加強確認

(一) 地質探勘井施作

1. 地質探勘井鑽鑿

(1) 工程概要

工程名稱：花蓮縣瑞林地地區地質模型建置與資源潛能評估(1/2)

工程地點：花蓮縣卓溪鄉馬立雲山段 1 地號

業 主：經濟部地質調查及礦業管理中心

承攬廠商：財團法人中興工程顧問社、豐宇綠能股份有限公司

本工程鑽探井位位於花蓮縣卓溪鄉馬立雲山段 1 地號，該區域經緯度座標為東經 121°19'31"、北緯 23°30'29" (TWD97 二度分帶坐標為 X=283206, Y=2600574)，鑽井位置如圖 4-11 所示。

本工程於前期先行取得土地使用同意及道路同意並完成現地勘查、井位確認、施工計畫擬定、地方說明會辦理、水利建造物申請，並於開工後正式進行基底壓平，於現場水電設施就緒後，安排鑽井機台進場、架設鑽機等必須工作項目。

最終完成一口 478 米地質探勘井鑽鑿，並於指定深度完成 372.79 米的 HQ 岩芯取樣，依合約規定交付 300 米 HQ 岩芯予地礦中心；並於深度 0~84 公尺每 5 公尺進行岩屑取樣及 6 英吋套管安裝；完成 3-1/2 英吋套管及槽管安裝。



圖 4-1 鑽探井位位置圖

Figure 4-1 Drilling well location map

(二) 岩芯提取及試驗

1. 岩芯提取

本計畫 HQ 岩芯取樣 372.79 公尺、未取芯段每 5 公尺採集一次岩屑樣本，岩樣提取保存說明如下：

(1) 岩芯提取

鑽井岩芯樣本將使用塑膠岩芯箱及塑膠棧板儲放，於岩芯箱上註明井號、箱號及深度等資訊。非取芯段之岩屑樣於鑽進時，每隔 5 公尺採集 1 次，於清洗處理後存放於圓柱狀透明塑膠瓶中。岩芯及岩屑處理及裝箱(罐)完成後配合貴中心運送至指定地點存放。

HQ 口徑岩芯取樣工作以鋼纜式取芯工法(Wireline coring system)為主進行取芯。當井下取芯鑽串鑽心完成後，地表端由鋼纜拖曳拋射器(Overshot)由取芯鑽串內直接投入，待其到達內岩芯管上部，與已取得岩芯內管總成嵌卡扣結後，再利用高速之油壓式捲揚機，將鋼纜收回，同時亦一併連同岩芯內管攜出回到地表面外，後續進行岩芯內管總成分離，以高壓水柱將所取得之岩芯退出管外，待經過必要之量測與清洗程序後，再轉置入岩芯箱內保存。

由於鋼纜式取芯工法在整個鑽探取樣過程中，不須要將整個鑽串全部撤除，其提取岩芯之方式乃是由鑽串內部經由連結之拋射器直接取出，因此本工法可節省許多重複且繁瑣的傳統取樣程序，提升整體施工效率。採用此工法鑽串於取芯過程中並未在鑽孔內頻繁進出，避免鑽孔壁體未受過度擾動，同時鑽串所連結之管串本體亦兼具井套管功能，因此井下裸孔可獲得最佳穩定性，同時亦取得連續且完整之高品質岩芯樣品。取芯作業示意如圖 4-2 所示。



圖 4-2 鋼纜式取芯工法取芯作業流程

Figure 4-2 Operation process of wireline coring system

(2) 岩芯保存

順利提取岩芯後，以每公尺岩芯保持分隔排列整齊，放置於岩芯箱內，標明其取樣之深度，未取得樣品之處以保麗龍嵌入註明原因，岩芯擺放及岩芯箱書寫方式如圖 4-3，岩芯保存工作完成後拍攝彩色岩芯照片，並配合協助貴中心完成相關試驗樣品取樣，岩芯箱統一運送至指定地點，以利於後續相關查驗與驗收等事宜。

(3) 岩屑保存

於不鑽取岩芯之井段，則每進尺 5 公尺採集一次岩屑，將附著於岩屑上之泥漿清洗乾淨後風乾岩屑並進行裝罐，示意圖如圖 4-4。每次裝罐至少須裝置八分滿，並於瓶蓋及瓶身處標示井號、取樣深度及樣本號。完成裝罐後拍攝岩屑彩色照片及記錄分析，並配合將樣品運送至貴中心指定位置存放。



岩芯箱左側方書寫範例



岩芯箱正側方書寫範例



岩芯箱蓋書寫範例



岩芯箱內書寫範例

說明:

1. 岩芯以每公尺為單位一律由左上角排列至右下角
2. 岩芯箱內外及保護龍標示外一律採油性漆筆書寫
3. 岩芯箱左側面，由左至右側標示「孔號」、「箱號」及「岩芯起迄深度」
4. 岩芯箱正側面，由左至右側標示「孔號」、「箱號」及「岩芯起迄深度」
5. 岩芯箱內上方邊緣，由左至右側標示「孔號」、「箱號」及「岩芯起迄深度」；岩芯箱內右側邊緣書寫「岩芯深度」
6. 岩芯間隔板板面由左至右，每間隔10公分處均需標示刻劃清楚

圖 4-3 岩芯箱書寫範例示意圖

Figure 4-3 Core box writing example



圖 4-4 岩屑樣本罐書寫範例示意圖

Figure 4-4 Cutting sample jar writing example

2. 井內試驗-溫度、壓力

(1) 主要使用設備

因井下遭遇高溫，採用耐溫性能較高之 Kuster 地熱專用探棒進行井內探測(圖 4-5)，該儀器是專為連續記錄而設計的井下高溫記憶量測工具，可記錄井下溫度、壓力、流量，該儀器設計時將記錄器等部件收納於抗高壓外殼中以避免井下高溫高壓之影響。該儀器更具備在井下遇 300 °C 高溫時仍可運作 6 小時之性能，其記錄之井下數據可作為地熱井產能解析使用(表 4-1)。

根據原廠操作手冊之建議(Kuster, 2017)，考量人員安全與避免損傷測棒，測棒下放及回收速率不應超過 45 公尺/分。為取得較佳之資料品質並權衡試驗操作時間，因此在操作測棒時，下放速率不應超過 25 公尺/分。



圖 4-5 (a)測棒組裝；(b)將測棒放入防噴管內並吊放至井頭

Figure 4-5 (a) Geothermal probe assembly, (b) Place the geothermal probe into the blowout preventer pipe and lift it to the well head.

表 4-1 Kuster 地熱專用測棒原廠建議耐溫時間

Table 4-1 The temperature resistance time of the Kuster geothermal probe recommended by the original manufacturer

測棒所處環境溫度	原廠建議耐溫時間
350°C	4HR
300°C	6HR
250°C	8HR
200°C	10HR
150°C	12HR

(2) 量測成果

瑞穗二號井因井下壓力大，具間歇井噴之狀況(圖 4-6)，故本次 PT 井測施作時間於 113/1/10 下午開井側閥使其噴流，待井內壓力洩降後，透過捲揚機上之鋼纜拉住測棒並將測棒安置於防噴管內後，利用怪手吊放至井口安裝防噴管，並利用捲揚機上之計深器計讀測棒下放深度(圖 4-7)，於 15:15 下放測棒進行井測。

施測方式為測棒每下放 100m 時停放約 3 分鐘，以增加資料判讀上之控制點，利於後續資料分析；下放至深度 419m 時發現測棒無法繼續下放，故回拉測棒至深度 410m 處，停留 5 分鐘後再次下放，仍於深度 419m 處受阻無法通過，經反覆回拉與下放測棒進行底部深度確認，確定於深度 419m 觸底，故於 15:51 時直接回拉測棒，回拉期間不停留，測棒於 16:06 時拉回至地表結束本次 PT 施測。

本次施測總下放深度約 419m，施測成果扣除每下放 100m 停留 3 分鐘之控制點資料，以便於查看與分析溫度及壓力隨深度之變化，成果如圖 4-8 所示。深度 0m—100m 井內狀態較不穩定，下放階段隨深度增加出現壓力下降且溫度升降變化劇烈之情況，於深度 100m 停留 3 分鐘期間溫度上升約 14℃；深度 100m—419m 井內狀態較穩定，下放及回拉所量測到的溫度隨深度變化接近，皆為深度 100m—200m 溫度增加較快速，200m—419m 溫度增加速度隨深度加深變得相對趨緩；於深度 400m—419m 出現溫度隨深度增加而小幅下降的現象，初步假定可能因其較遠離生產層區段所致，尚需更多資料佐證；而井下最高溫約在深度 400m，達 174℃；深度 100m—419m 下放及回拉之壓力隨深度變化整體趨勢大致相同，但後者壓力大於前者，可能因井下壓力持續累積所造成。

圖 4-8 留點溫度計隨每日鑽探進尺量測井底溫度，其量測時間為每日鑽探開工前，井內泥漿停止循環時間為每日收工後至翌日開工前，其量測溫度大致小於 PT 井測量測溫度，且越淺部溫度差異越大，深度約 104m 處差異高達 48℃，隨深度增加溫度差異越小，留點溫度計量測之溫度越接近 PT 井測之溫度，於深度 416m 兩者幾近相等；留點溫度計量測之溫度為隨鑽探進尺之每日開工前量測之井底溫度，井內淺層之溫度尚未受深層高溫流體連通影響，較能真實反應該深度之實際環境溫度；而 PT 井測之量測溫度因於整孔淺部至深度貫通後量測，其淺部量測之溫度易受深部高溫之影響而造成高於該深度環境溫度的問題，且越淺部影響越劇烈，故於條件許可的狀況下，建議隨鑽探進尺過程，於每日鑽探開工前量測井底

溫度，較能反應該深度實際溫度狀況。但鑽井工程有時因井下狀況或工程上的問題，無法隨每日進尺量測井底溫度，如井下遇高壓段產生井噴狀況，致使溫度計無法下放進行量測。



圖 4-6 GSMMA-RS-2 開井後(0min)井噴狀況

Figure 4-6 Blowout conditions of GSMMA-RS-2

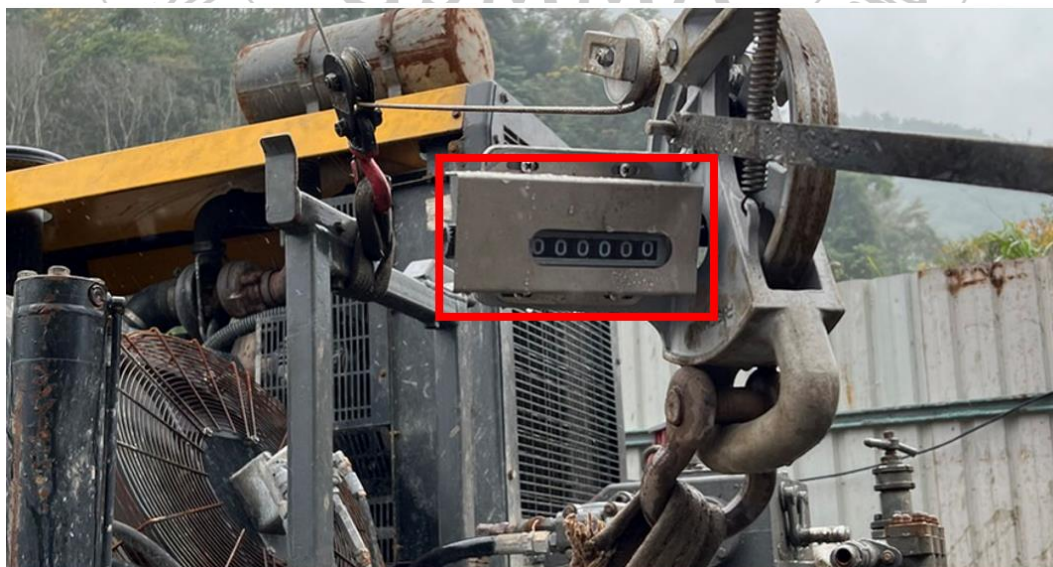


圖 4-7 捲揚機上之計深器

Figure 4-7 Depth gauge on winch

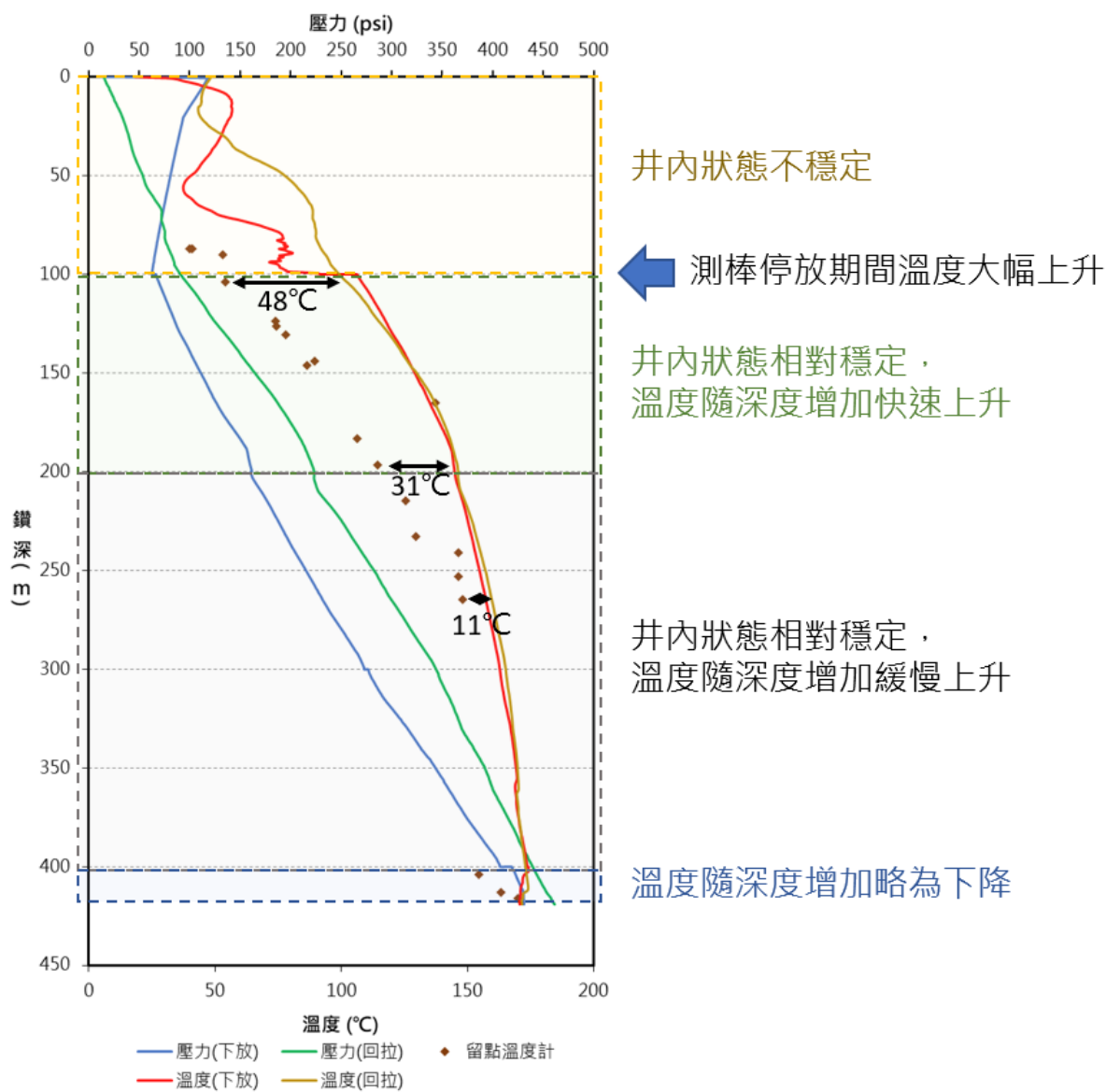


圖 4-8 PT 井測成果

Figure 4-8 The measurement results of PT well logging

(三) 鑽探紀錄及資料檢核

(1) 岩性與地層

本案鑽井(GSMMA-RS-2)通過之岩石單元為瑞穗片岩，根據地表地質瑞穗片岩岩性主要由深灰色具有次金屬光澤的「鈉長石石英雲母片岩」所組成，也常被稱之為斑點片岩，間夾有富錳石榴子石-雲母片岩、綠泥石片岩及蛇紋岩塊。鑽探取出之岩芯深度介於 84~408 米，岩芯肉眼判釋均為石英雲母片岩(偶可觀察到鈉長石)。其顏色隨著石英含量多寡，呈現黑色至淺灰色(圖 4-9)，岩芯中顏色較深的部分，石英含量低且雲母等片狀礦物含量較高，可觀察到發育良好的片理面，傾角大致接近水平介於 5~15 度。顏色較淺的部分，石英含量多且顆粒較粗，可觀察到發達的透鏡狀石英脈中含少量方解石集塊(圖 4-2)。不同深度和顏色的岩芯當中，皆可觀察到傾角介於 70~90 度的節理或裂隙。節理面上常見有石英、方解石、黃鐵礦等礦物的充填(圖 4-9)。另外，本鑽井案提取之所有岩芯皆沒有觀察到綠色片岩和蛇紋岩等外來岩塊。

(2) 構造(斷層與岩脈)

本案岩芯中觀察到的岩脈可區分為兩類(兩期)與地表露頭呈現相同特性：1)較早形成之岩脈大致平行於區域劈理(S2)，厚度可達數公分且受到緊密褶皺，成分以石英為主，方解石含量不高但普遍可見於石英脈中之小集塊或是側邊(圖 4-2)；2)較晚形成之岩脈厚度不超過 5 毫米，大多發育在近乎垂直的節理當中，成分包含石英和方解石(圖 4-9)。

深度 320~345 米之間(約 25 公尺寬)，有明顯的斷層泥帶(圖 4-1)，在許多斷面中可見到擦痕，且此深度範圍內岩芯鑽取過程，常發生 LOSS 比例大幅提高，根據以上觀察研判此深度範圍為一重要之斷層帶。

根據留點溫度計和現場觀察記錄，主要溫度變化帶有：1)深度約 145~165 米，留點溫度約從 90 度增加到 137 度；2)深度約 195~215 米，留點溫度從 115 度增加到 125 度；3)深度約 232~240 米，留點溫度約從 129 度增加到 146 度(請參照鑽井記錄)。根據整體的岩芯觀察發現，與深度 84~145 米的岩芯相比，上述三個範圍內垂直節理較為發達，並且有許多方解石脈填充於節理中。深度 260 米至 400 米左右區間，井噴劇烈無法測量留點溫度，顯示可能底下的主要斷層帶(深度 320-345 米)是個相對高壓的含水層(熱液通道?)。

(3) 岩芯記錄

本計畫於井下 84~478 米提取岩芯，利用此岩芯資料繪製地層柱狀圖。並根據地礦中心工程地質探勘資料庫之規範，將岩芯記錄資料建檔並匯入資料庫中，記錄項目包含深度、地質圖元(岩性)、岩石不連續面(片理、節理和斷層)、顏色、岩石性質描述。

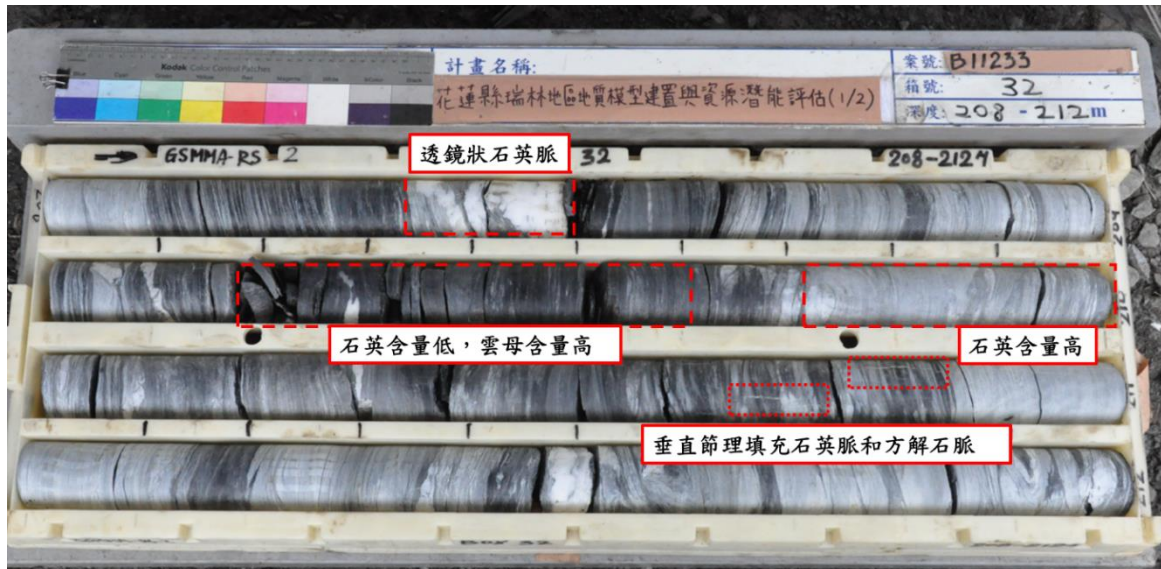


圖 4-9 深度 208~212 米之岩芯照片

Figure 4-9 Rock core photograph at depths of 208 to 212 meters



圖 4-1 深度 332~336 米之岩芯照片

Figure 4-10 Rock core photograph at depths of 332 to 336 meters



圖 4-2 岩芯觀察照片

Figure 4-11 The rock core observation photographs

左圖深度 332~336 米斷層帶中含有擦痕的破碎岩塊，右圖方解石含量不高但普遍可見於透鏡狀石英脈中之集塊或是側邊。

(4) 岩屑記錄

本計畫於井下 0~80 米區間，每 5 米蒐集一組岩屑樣本。判視岩屑樣本，岩屑顆粒以石英雲母片岩、綠泥石及石英為主，並記錄每組岩屑粒徑範圍。



圖 4-3 岩屑觀察照片

Figure 4-12 The cutting observation photographs

以岩屑取樣深度 40~45 米為例。此層岩屑顆粒以石英雲母片岩、綠泥石及石英為主，另有數個約 40mm 之石英雲母片岩及 30mm 之石英塊。岩屑粒徑由 40mm~0.2mm 不等。

(5) 應用地質技師核閱簽證作業

鑽探執行工作期間，委託岳科應用地質技師事務所葛岳淵技師前往鑽探現場，進行現地檢核及核實岩芯紀錄，如圖 4-4 所示。



圖 4-4 應用地質技師至鑽井現場檢核岩芯

Figure 4-13 Applied geological engineer went to the drilling site to inspect cores

五、計畫成果精進更新

(一) 三維地熱地質概念模型

1. 溫度場模型更新

本案蒐集前人文獻井溫資料(財團法人工業技術研究院, 1994), 並加入兩口新鑽設調查井 GSMMA-RS-1、GSMMA-RS-2 之井測溫度資料進行溫度場模型建置; 本區域依井溫高低粗略分為兩個區域, 其中高溫井皆落在圖 5-1 西側黃框內, 過去中油探井(JS-2G—JS-4G、JS-6G)資料最大深度 144.7m—200m 即測得 87.8—92.2°C(點位改繪自中油花蓮縣瑞穗區 TDEM 電阻分布圖), 而探井 JS-5G 更是於深度 190m 測得 170°C 高溫, 相對深度較深的井為中油 JS-1、JS-2 井, 前者於深度 300m 即測得最高溫 190.6°C, 而後者於深度 940m 測得最高溫 204°C (中國石油股份有限公司, 1984; 中國石油股份有限公司, 1986), GSMMA-RS-1 於深度 320m 測得 175°C, GSMMA-RS-2 於深度約 400m 測得最高溫 174°C, 顯示此區域可能在淺層地熱資源豐富; 而在圖 5-1 東側藍框內, 此區域井深介於 180m—500m, 最高溫度介於 43°C—55°C, 顯示該區域淺層地熱資源較低於西側。

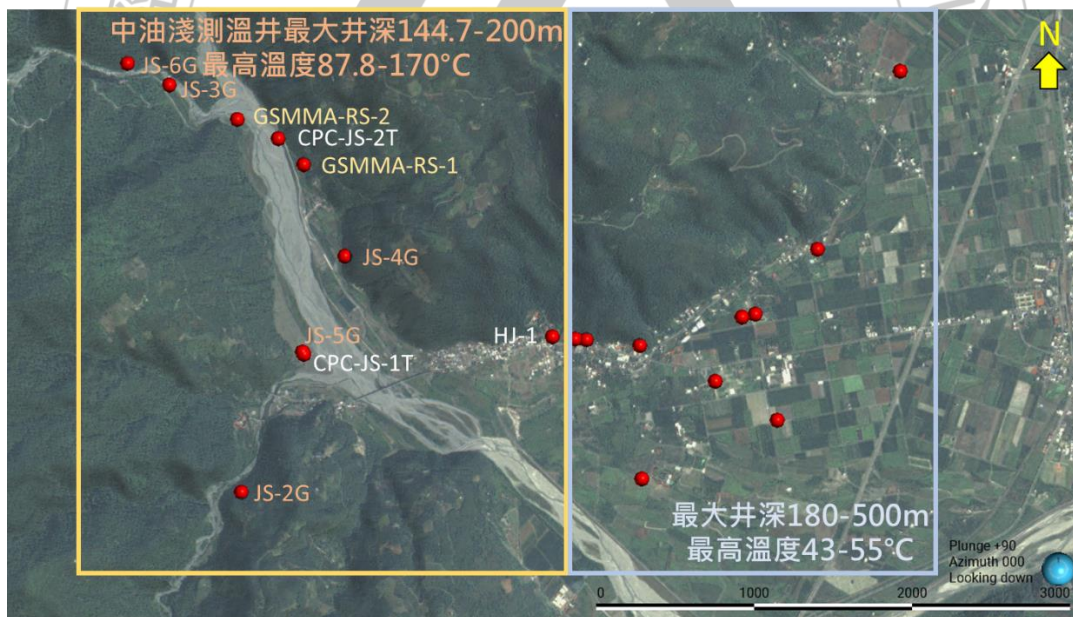


圖 5-1 溫度場模型使用的井資料點位分布

Figure 5-1 The distribution of well used in temperature model

透過本案新鑽井 GSMMA-RS-2 之 419m 深的 PT 井測資料, 更新前期三維地熱地質概念模型之溫度場模型, 如圖 5-2、圖 5-3 所示, 模型中井資料越密集、井深越深, 則模型可信度越高, 距離井資料越遠、越往模型邊界方向之模擬數據, 因透過外插方式進行模擬, 其可信度相對較低。

由 GSMMA-RS-2 PT 井測溫度與前期模型預測之溫度比較(圖 5-4)，可以看出其實際溫度整體較預測之溫度高許多，於量測最大深度 419m 溫度高約 35°C，顯示實際地下溫度優於前期模型預期；未來若增加深井鑽探口數、分布範圍與密度，能較利於找出高地熱潛能區之三維空間分布，並滾動式修正地熱地質概念模型與地熱潛能評估。

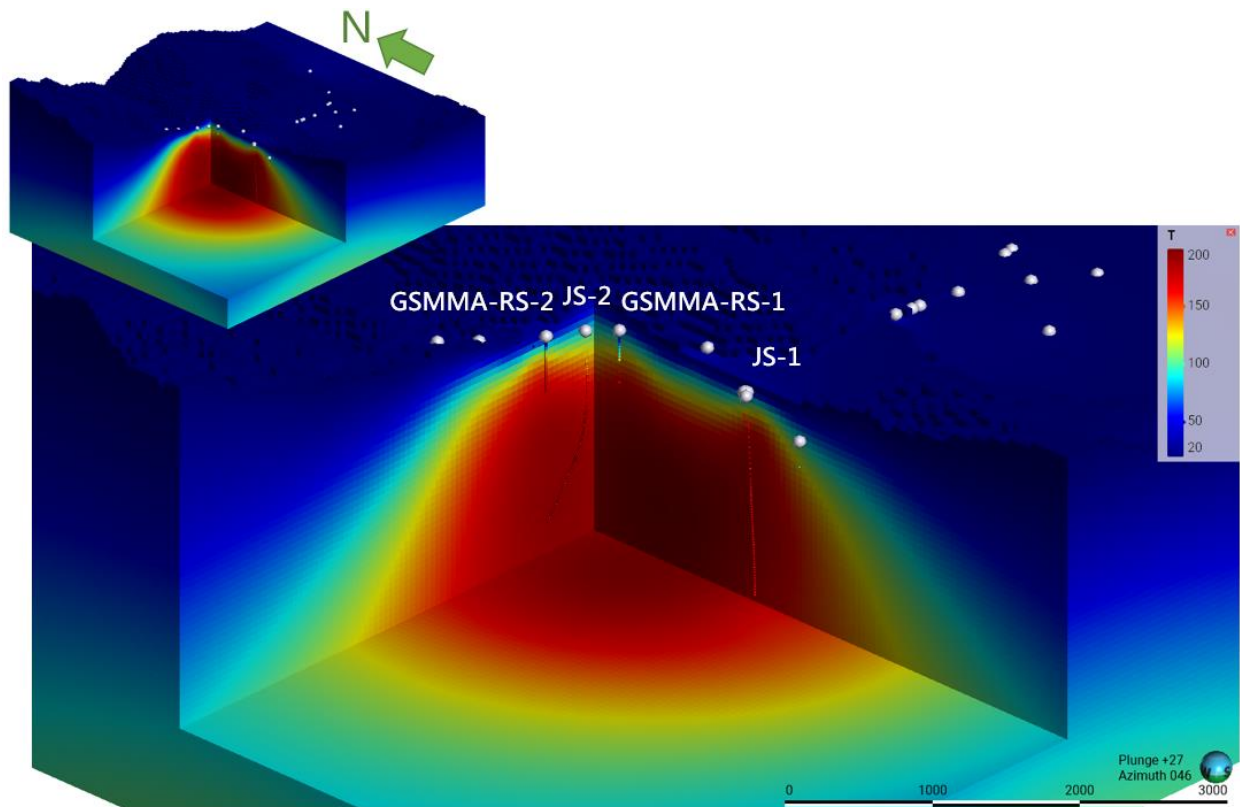


圖 5-2 溫度場模型

Figure 5-2 The model of temperature

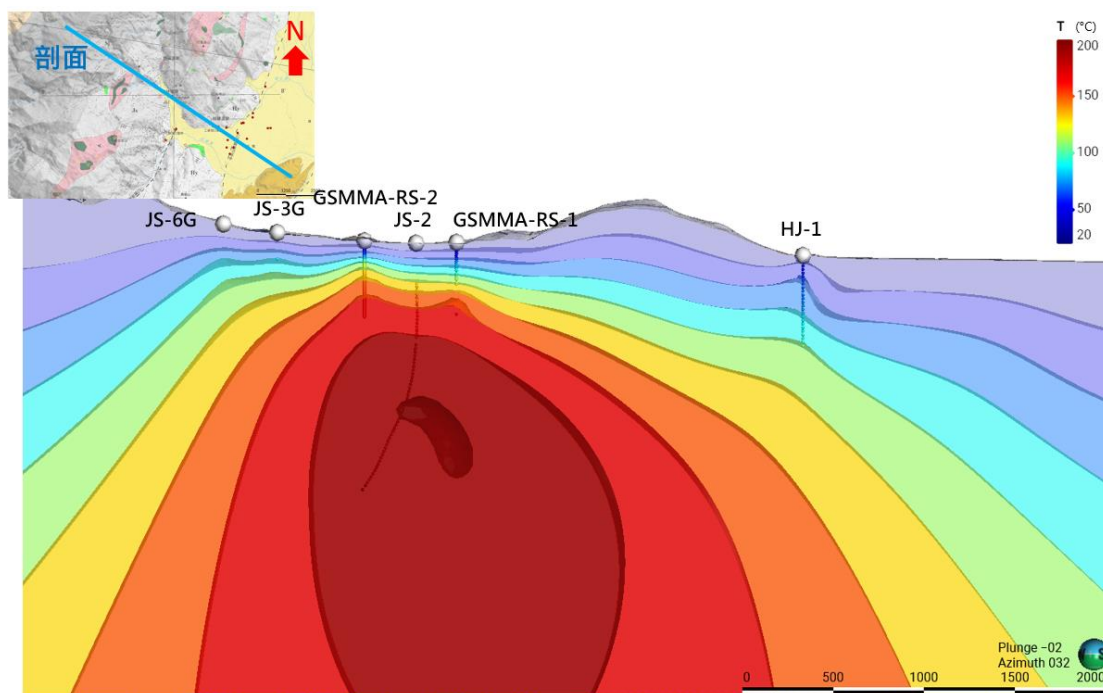


圖 5-3 溫度場模型剖面(西南向東北看)
Figure 5-3 The profile of temperature model

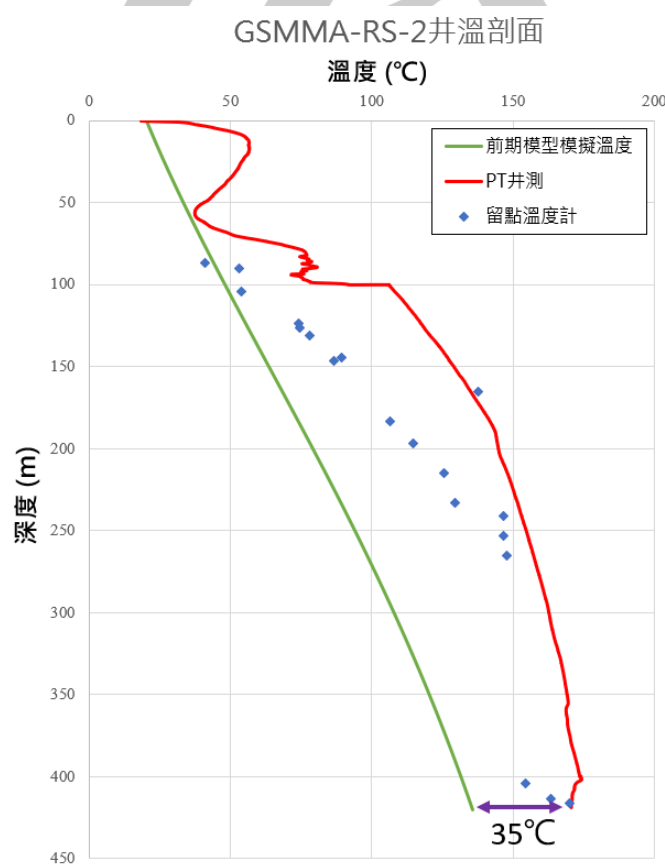


圖 5-4 模擬溫度與實際量測溫度比對

Figure 5-4 Comparison of simulated temperature and measured temperature

2. 地電阻量測資料與溫度場模型比對

因 GSMMA-RS-2 井具自噴狀況，PT 井測結果易因深部熱水上湧而加熱淺層岩體，使淺層溫度量測高於該深度實際背景值溫度(圖 5-4)，建置之溫度場模型溫度整體亦較留點溫度計量測資料建置之溫度場模型高(如圖 5-5 所示)，在相同溫度等溫線下，前者明顯較後者淺許多，故本小節選用 GSMMA-RS-2 留點溫度計量測資料與 RIP 資料進行井下地質情況初步推測，而非選用 PT 井測溫度資料做比對。

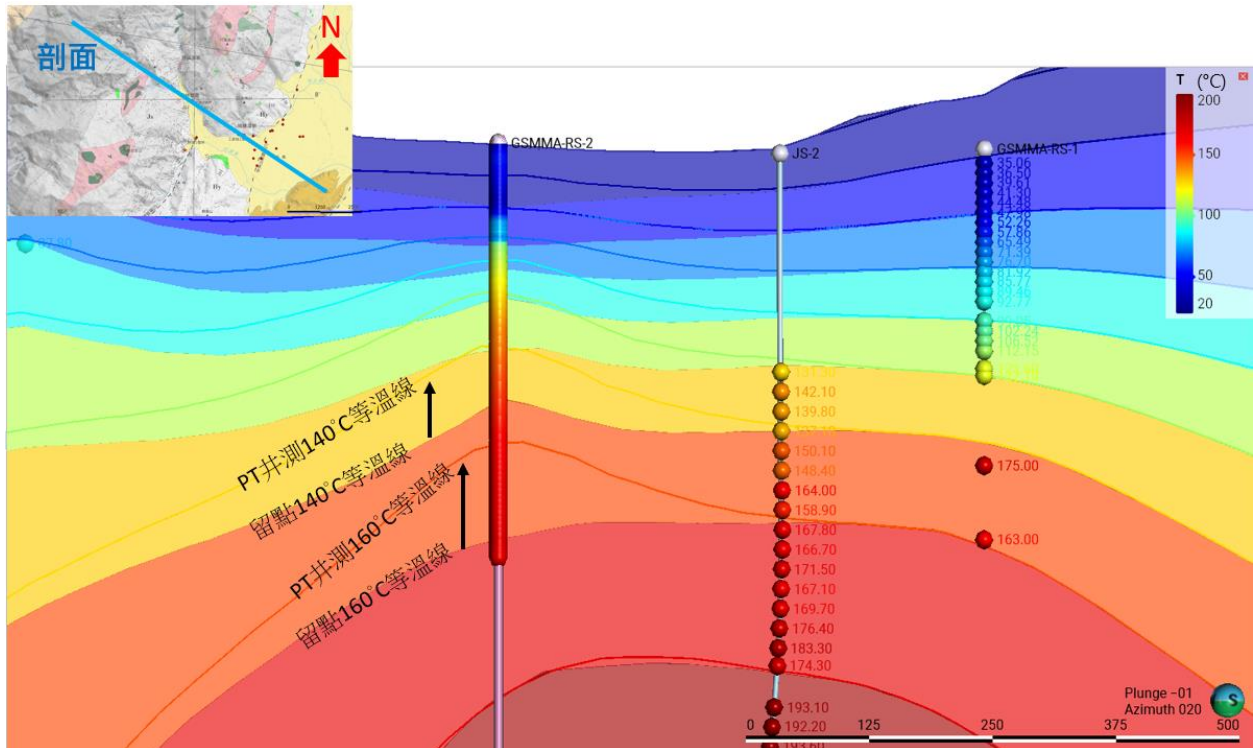


圖 5-5 PT 井測建置之溫度場模型剖面(溫度等值線)與留點溫度計量測資料建置模型(溫度區間色塊)之比較

Figure 5-5 Comparison of temperature field models between PT well logging and remaining Thermometer.

以通過 GSMMA-RS-2 之 RIP1 地電阻剖面施測結果與每日鑽探進尺前量測之井底溫度比對(圖 5-6)，進行井下地質狀況推測，初步推論結果分述如后。

- (1) 深度 0-64m：分層同 3-2 節地電阻影像探測之推論。
- (2) 深度 64-109m：裂隙多、富含地下水之片岩，其地下水層為相對較冷之含水層，因受下方蓋層高溫影響，使溫度略為升高，並棲留於其上。西北、東南側河道通過位置下方可能為地下水入滲補注之區域。

(3)深度 109-241.31m：相對較緻密之片岩，可能為下部較熱的含水層之蓋層，受下方高溫含水層加熱而使溫度較高。

(4)深度 241.31-400m：裂隙多且富含高溫熱水之含水層。

由 2023/10/29 之鑽井日報中發現，鑽進至深度 241.31m 時遇鑽機扭力忽大忽小，之後扭力降為零，停止鑽進，並起鑽機檢查，起鑽拉起鑽串長度約 225m，約 16m 長鑽串脫牙遺落於井底。其脫牙原因推論為：因鑽遇軟硬不均之地層，造成鑽機扭力忽大忽小，造成鑽桿鑽無法同步旋轉，並於鑽桿連接處產生鬆脫，最終導致鑽桿於連接處完全鬆脫脫牙。

其鑽機遭遇脫牙狀況之 241.31m 深度，約略為 RIP1 量測結果之相對高阻區域進入相對低阻區域之深度，且溫度由 129.5°C 升高至 146.5°C，地下水位量測深度從 9.5m 下降至 27m，推測鑽進至本深度可能進入裂隙發達之高溫區域，其下方可能為高溫熱水帶。

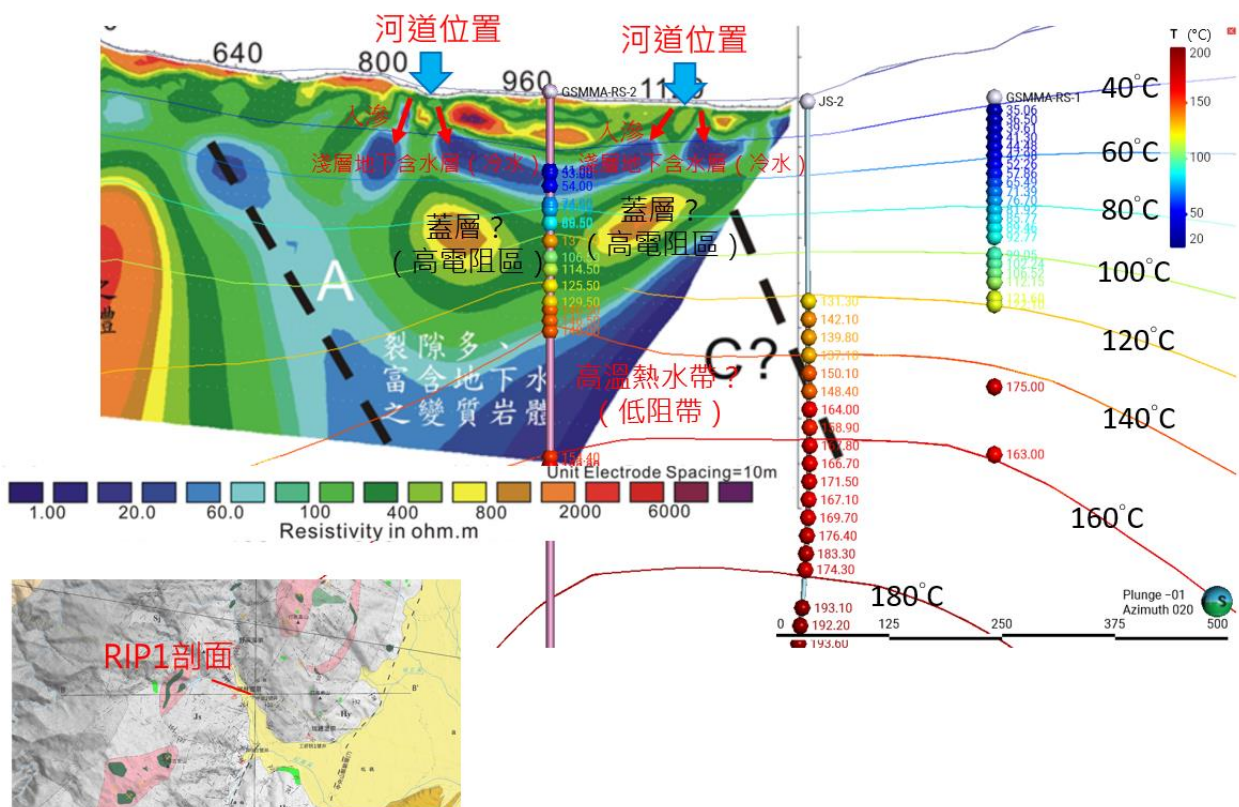


圖 5-6 R1 施測結果與溫度等值線比對並進行情境推測(西南往東北看)

Figure 5-6 The assumption of situation

(二) 地熱潛能範圍圈繪

本節透過 Leapfrog 軟體進行分析，結合 MT 調查資料與溫度場模型資料，推測地下熱水富集區域，並將其區域投影至地表，以作為地熱潛能範圍。

變質岩區出現低阻帶，該區域可能為岩體破碎帶內或孔隙中含有水體，其可能為冷水或熱水，亦可能是岩體中含有蛇紋石類礦物等因素造成，本節將MT電阻率低於 $50\Omega\cdot m$ 之範圍(圖 5-7(a)黃色區塊)皆假定為含水岩體，並與溫度場模型之溫度高於 $100^{\circ}C$ 之範圍(圖 5-7(b)綠色區塊)進行聯集，以粗略推測其所求得之聯集塊體為具有地熱潛能之熱水富集帶(圖 5-7(c)紅色區塊)，將其塊體投影至地表，推測於圖 5-7(c)紅色圈繪範圍內即為現階段調查結果之具地熱潛能範圍。而 PT 井測資料所建置之溫度場模型圈繪之地熱潛能區塊與使用留點溫度計資料建置之模型圈繪範圍(圖 5-8)大致相同。

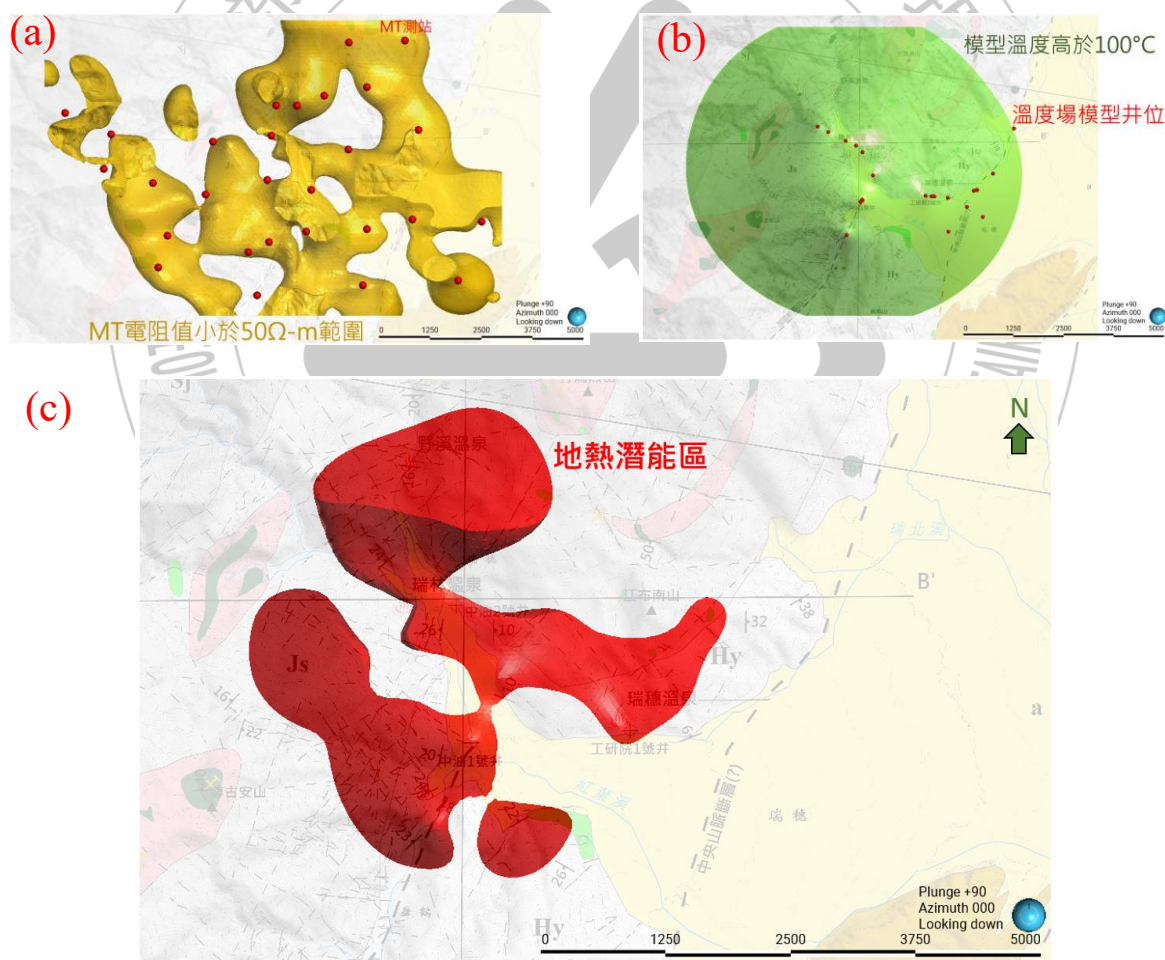


圖 5-7 (a)MT 電阻值 $<50\Omega\cdot\text{m}$ 範圍；(b)PT 井測溫度場模型溫度 $>100^{\circ}\text{C}$ 範圍；(c)PT 井測溫度場模型搭配 MT 資料推測之地熱潛能區域

Figure 5-7 (a) The value of MT resistance $< 50 \Omega \cdot \text{m}$, (b) The temperature of model $> 100^\circ \text{C}$, (c) The region of Geothermal potential area

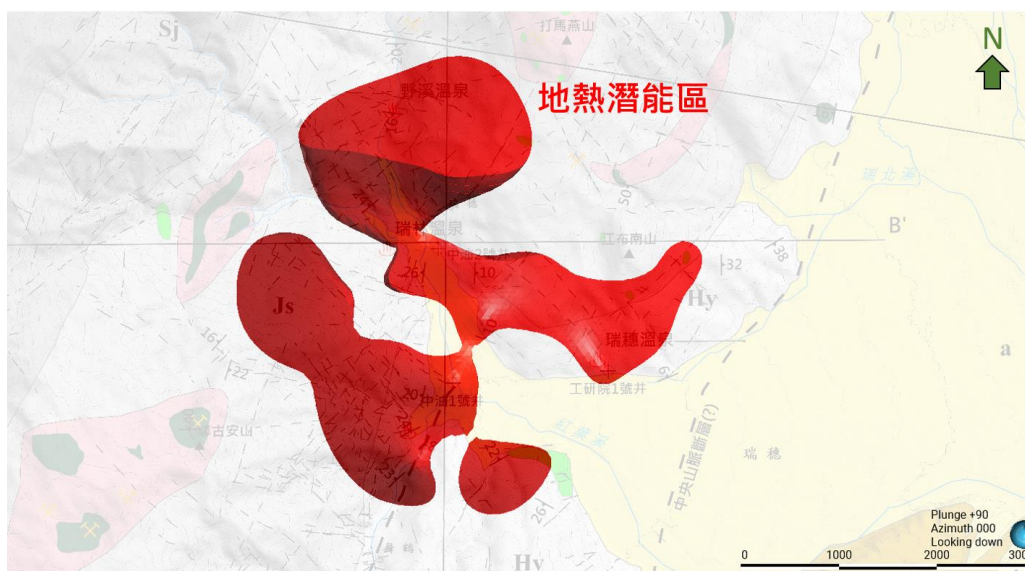
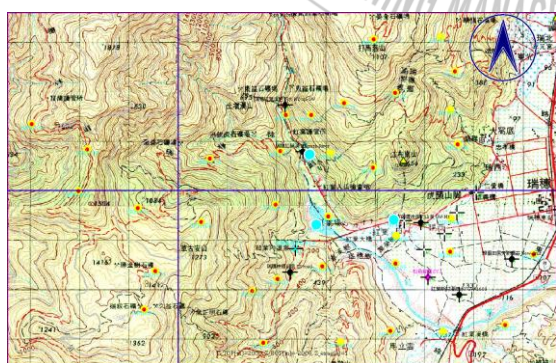


圖 5-8 使用留點溫度計溫度資料繪製之地熱潛能區

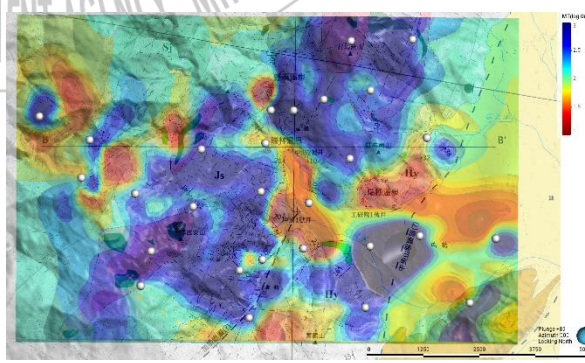
Figure 5-8 The region of Geothermal potential area

(三) 資源蘊藏量精進評估

本節分析探討瑞林紅葉重點區一帶的地下地熱儲層空間分佈面積，並估算對應體積的地熱潛能資源量(單位：焦耳或 MW)。所分析之地表範圍(以下簡稱為目標區)以經建版 1/50000 地圖為背景，目標區 TWD97 地圖坐標介於(277359,2603413)-(288535,2596209)，東西寬約 7.2 公里，南北長約 11.175 公里，面積約 80.46 平方公里，如圖 5-9 (a)所示，圖中藍色點為中油(CPC-RS1, CPC-RS2)與工研院(HJ-1)所鑽舊井所在，十字符號為瑞穗地區代表性溫泉井位。目標區內涵蓋了本階段所施作之 28 處 MT 施測點，詳如圖 5-9 (b)所示，圖中冷暖色系為 MT 電阻測值取對數，底圖套疊地熱地質草圖。



(a) 分析目標區範圍



(b) 28 處 MT 施測點位置

圖 5-9 地熱估算資源量地表分析範圍(7.2 公里 × 11.175 公里)

Figure 5-9 Estimated geothermal resources and surface analysis range

1. 地熱資源估算方法

美國地質學會(USGS)在 1970 年代發表了容積式儲熱估算法(Volumetric stored-heat assessment method)，以評估美國地熱系統的生產潛力(Nathenson, 1975; White & Williams, 1975; Muffler & Cataldi, 1978; Muffler, 1979)。容積式儲熱估算方法簡單易行，一般也稱為體積評估法(Volumetric assessments)。儘管包含了大量簡化的假設，但仍可合理提供地熱儲層模型系統的儲層總熱能(Reservoir thermal energy)、有效熱功(Available work)，或潛在發電量(Electricity)的初步估算。後續的更新估算方法，多半係基於長期地熱生產經驗的基礎上，透過對早期版本中假定的因素的適當修正，使得估算方法更為合理可信(Sanyal et al., 2004; Williams, 2007; Williams et al., 2008)。

根據最新的 USGS 體積評估法(Williams et al., 2008)，儲層中的總熱能(Q_r)表示為：

$$Q_r = \rho_r \cdot C_r \cdot V_r \cdot (T_R - T_0) \quad \text{式 5-1}$$

其中 ρ_r 是儲層岩石的密度， C_r 是儲層岩石的比熱， $\rho_r \cdot C_r$ 是儲層岩石的體積熱容量(Thermal capacity)， V_r 是儲層的估計體積量，通常使用面積(A)和平均儲層厚度(h)來描述($V_r = Ah$)； T_R 是儲層的平均溫度， T_0 則是儲層參考溫度(Reservoir reference temperature)或定點溫度(Dead state temperature)。

2. 地熱資源估算主要參數

目標區地熱儲層系統與容積儲熱法計算所需輸入主要參數，如表 5-1 所示。其中以儲層面積與厚度，其參數的不確定性最高，在計畫初期因探勘資料不足，通常僅能簡略估計。本計畫將執行 28 處 MT 施測，並取得 MT 法三維電阻率模型，因此可加以充分利用，分析較為精確的目標區地下儲層的低地電阻區分佈空間，取代粗略的面積與厚度估計。

表 5-1 目標區地熱儲層系統與體積評估法計算所需輸入參數

Table 5-1 The required input parameters for the calculation of the geothermal reservoir system and the volume evaluation method in the target area

儲層參數	符號	單位	參數值	備註
岩石的密度	ρ_r	kg/m^3	2,600	片岩估計
岩石的比熱	C_r	$J/kg-K$	1,000	片岩估計
岩石的孔隙率	ϕ		0.08	片岩估計
儲層估計面積	A	m^2	11,175 × 7,200 以內	利用 MT 結果
儲層估計厚度	h	m	MT、溫度場模型結果	-
儲層平均溫度	T_R	$^{\circ}C$	各溫度區間之平均溫度	由鑽井估計
儲層參考溫度	T_0	$^{\circ}C$	25	由鑽井估計

圖 5-10 展示不同視角之 MT 量測電阻率小於 $50\Omega\cdot m$ ，且溫度 $\geq 100^{\circ}C$ 之塊體形貌，其溫度以 $20^{\circ}C$ 作為一個區間，並以溫度區間之平均溫度進行該塊體之地熱潛能評估。

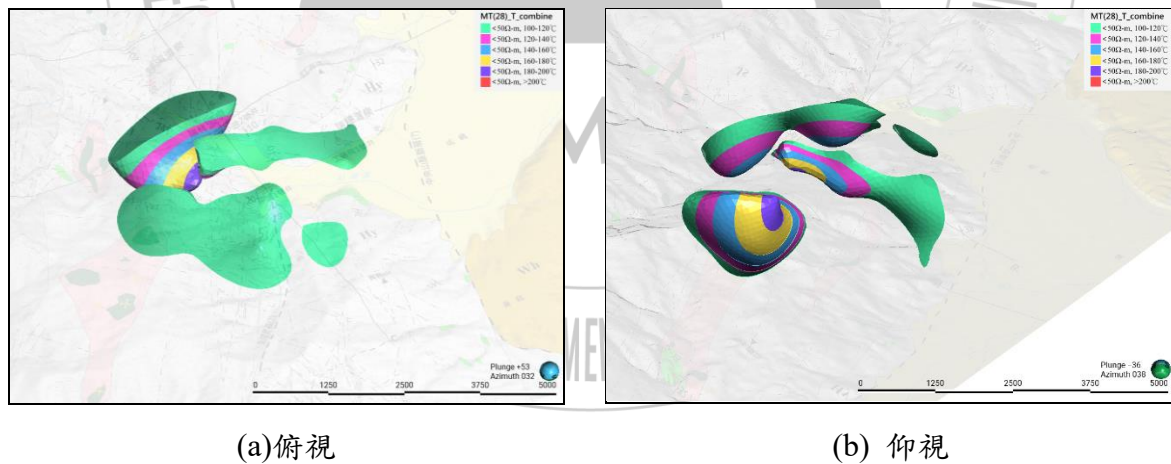


圖 5-10 以三維虛擬影像技術展示有效儲層體積空間分布

Figure 5-10 Demonstrate the spatial distribution of effective reservoir volume with 3D virtual imaging technology

3. 地熱資源潛能估算

參考式 5-1 與表 5-2、表 5-3 之大地電磁低阻帶(假設低阻帶皆為含地下水岩體)與 $\geq 100^{\circ}\text{C}$ 的各溫度區間聯集塊體體積，計算本案儲層中的總熱能(Q)(單位：焦耳或 J)，計算結果如表 5-2、表 5-3 所示，總蘊藏熱能初步推估約為 $9.59 \times 10^{17}\text{J}$ (PT 井測資料)、 $9.47 \times 10^{17}\text{J}$ (留點溫度計資料)，顯示 PT 井測資料分析之地熱總蘊藏量可能相對留點溫度計資料略為高估。

一般而言，每一百萬焦耳/秒(10^6 J/s)的熱功，可換得一個百萬瓦(MW)的潛在熱(電)能。在 USGS 的原始版本中，評估條件下，將高於環境定點溫度(本案為 25°C)的儲層容積中的所有熱能均計入地熱潛能。換算本案總蘊藏熱能可達 $9.59 \times 10^{11}\text{MW}$ (PT 井測資料)、 $9.47 \times 10^{11}\text{MW}$ (留點溫度計資料)。然而必須注意有生產潛力地熱儲層(Reservoir)中可回收的熱能，因儲層具多孔隙與滲透性，因此回收熱能僅佔熱儲層中的總熱能比例的一部分，一般採用熱源回收率(R_f)來表示此一比例。

最初的 USGS 方法建議 R_f 值使用 25%(參考範圍為 0 到 50%)。後續 Williams (2007)和 Williams et al., (2008)進一步建議更新為：以裂縫為主的儲層建議 R_f 值為 8-20%，以沉積物為主的儲層則建議 R_f 值略高(10-25%)。變質岩為主的案場在國際上比較少見，本案建議變質岩為主的紅葉片岩區， R_f 值為 11%。

表 5-2 地熱潛能估算表(PT 井測)

Table 5-2 Estimation of geothermal potential

溫度區間($^{\circ}\text{C}$)	平均溫度($^{\circ}\text{C}$)	體積(m^3) (與 MT 電阻值 $<50\ \Omega\text{-m}$ 聯集)	地熱潛能($\times 10^{16}\text{ J}$)
100-120	110	1,560,000,000	34.476
120-140	130	993,440,000	27.1209
140-160	150	622,670,000	20.2368
160-180	170	314,170,000	11.8442
180-200	190	51,521,000	2.21025
合計		3,541,801,000	95.8881

表 5-3 地熱潛能估算表(留點溫度計資料)

Table 5-3 Estimation of geothermal potential

溫度區間(°C)	平均溫度(°C)	體積(m ³) (與 MT 電阻值<50 Ω-m 聯集)	地熱潛能(×10 ¹⁶ J)
100-120	110	1,551,400,000	34.2859
120-140	130	980,970,000	26.7805
140-160	150	610,300,000	19.8348
160-180	170	308,300,000	11.6229
180-200	190	50,994,000	2.18764
合計		3,501,964,000	94.7117

4. 發電潛能評估

有效所回收的熱能，可通過能量轉換效率因子(Energy conversion efficiency factor)，轉換為電能(MW)，來評估發電潛能。一般依下列式 5-2 所示。經驗公式與表 5-4 所示計算對應所需輸入參數，來加以評估計算本案目標區發電潛能(E, 單位 MWe)：

$$\text{發電潛能}(E) = (Q \cdot R_f \cdot E_c) / (F \cdot L) \quad \text{式 5-2}$$

表 5-4 目標區發電潛能評估計算所需輸入參數

Table 5-4 Input parameters required for evaluation and calculation of power generation potential in the target area

計算參數	符號	單位	參數值	備註
總蘊藏熱能(PT)	Q	J	9.59 e ¹⁷	10 ⁶ Joules/sec=1MW
總蘊藏熱能(留點)	Q	J	9.47 e ¹⁷	10 ⁶ Joules/sec=1MW
熱源回收率	R _f	-	0.11	
能源轉換效率	E _c	-	0.09	
電廠運轉率	F	-	0.94	
電廠壽命(30 年)	L	s(秒)	30×365×24×60×60	

本案發電潛能評估值，計算結果如式 5-3(PT)、式 5-4(留點)所示。

$$\text{發電潛能(MWe)} : (9.59 \times 10^{17} / 10^6 \times 0.15 \times 0.09) / (0.94 \times 30 \times 365 \times 24 \times 60 \times 60) = 14.56 \quad \text{式 5-3}$$

$$\text{發電潛能(MWe)} : (9.47 \times 10^{17} / 10^6 \times 0.15 \times 0.09) / (0.94 \times 30 \times 365 \times 24 \times 60 \times 60) = 14.38 \quad \text{式 5-4}$$

六、期末成果總結

(一) 地質調查

針對蓋層部分，在瑞林-紅葉地區出露的各類片岩，包括石英雲母片岩、蛇紋岩、角閃石片岩等岩石露頭，其中發現節理裂隙分布一般來說都非常稀疏，節理間距大於 2m，且長度大多小於 1m，無法形成連續通道。另外變質岩本身孔隙率極低，因此其構造滲透率或是孔隙滲透率都相當小。在少數綠色片岩中有規律的節理分布，其走向介於 N61W~N31W 傾角接近垂直，和地熱儲集層中的石英雲母片岩相近，指示出兩者在近地表處受到相同的拉張應力作用。另外根據大地電磁探測指示的低電阻區(儲集層 1、2、3、4)，我們也可以觀察到大部分的潛在儲集層(1、2、3)其上覆岩體是基性混合岩體。而根據野外的觀測，這些基性混合岩體主要組成是角閃石片岩及角閃石長石片岩，它們的裂隙大多發育少，暫傾向推論基性混合岩體，可能是瑞穗地熱區地下石英雲母片岩為主體的地熱儲集層的不透水蓋層。

將鄰近地熱相關區域綜合統計節理位態，瑞林-紅葉地區節理主要有四組：(1)走向為 290~330，傾斜角度多為陡直；(2)走向 020~040，也同時為穿透性的地表地形線型；(3)走向 E-W；(4)走向 N-S。裂隙中偶見方解石脈或石英脈充填。其中，西北-東南走向(270~330)為最主要的張裂縫節理，走向大致垂直於大地張應力(東北-西南伸張)，可能是提供天水(淺部循環)以及溫泉水(淺部及深部循環)流通的重要管道。本計畫特別再加強了紅葉溪中下游兩岸的露頭調查，其中在紅葉溫泉附近山壁，確實顯示了有幾條主要斷層帶，約 N120E 走向，接近垂直。初步認為它們應該屬於上湧熱液通道，將地下約 1-2 公里深地熱儲集層的熱水帶到地表來。這些斷層甚至也有可能穿透到 4-5 公里或更深，將深部熱源的熱水引流到 1-2 公里的地熱儲集層中。

(二) 地球物理探測

本計畫以地動測站 H00B 之速度構造模型與岩芯判釋結果及井測資料分為四個部分：(1)由沖積層(風化岩盤)改變為破碎岩塊之地層材料，因此可以看到剪力波速度有顯著增加的趨勢；且在沖積層內主要以礫石層為主，相較於破碎岩體(以石英雲母片岩為主)具有較高的電阻訊號、(2)岩芯照片顯示地下深度 82 米處由一段 Loss 轉變為恢復取芯，且自然伽瑪值則受到更為破碎的岩塊影響而呈現高低震盪現象，剪力波波速亦顯示為些微降低、(3)地層材料整體偏為矽質片岩，可觀察到顯著的剪力波波速增加、(4)因為岩層堅硬與有井噴現象，產生大量的湧水，該段利用灌漿阻隔高壓流體並

直接打穿岩芯並未有取芯動作；湧水現象代表高孔隙水壓可降低有效應力，導致剪力波波速有顯著的低速帶(Low velocity zone, LVZ)。

由地電阻 R1 測線調查成果評估，GSMMA-RS-2 鑽探過程可能會遇到的地質情況如下：

1. 深度 0-12m：沖積層或崩積層。
2. 深度 12-35m：裂隙較多之片岩。
3. 深度 23-41m：局部較完整之片岩。
4. 深度 41-64m：裂隙較多之片岩。
5. 深度 64-109m：裂隙多、富含地下水之片岩。
6. 深度 109-250m：裂隙較多之片岩。
7. 深度 250-396m：裂隙多、富含地下水之片岩。

(三) 地球化學分析

本計畫共採集 10 個水樣，其分析結果紅葉溫泉(HY-2)和紅葉地上湧泉(HY-4)，其溫度、總溶解固體、鹽度及導電度兩者量測結果相近。瑞穗林道溪水(ZSRD-1055)和地下水樣(1047gw、MYMTgw)離子濃度低，pH 值卻不相同。6 個外溫泉區的鑽井水樣，YSY 和 RS-feet 總溶解固體介於地下水和溫泉水之間，pH 值為弱鹼性。RF 各項性質與前期差異不大，瑞穗一號井樣本的鹽度隨時間及深度不同有顯著變化。

從陰離子分析來看，紅葉溫泉有較低的氯離子濃度，外溫泉水樣的氯離子濃度差異極大。紅葉溫泉碳酸氫根濃度為 445 mg/L 至 506 mg/L；外溫泉區的 RF 碳酸氫根濃度偏高，而較低溫的溫泉(YSY 井和 RS-feet)碳酸氫根濃度則偏低；瑞穗一號井樣本碳酸氫根濃度亦差異極大。

從陽離子分析來看，紅葉溫泉鈉離子濃度為 66.4 mg/L 和 119 mg/L；外溫泉區的 RF 鈉離子濃度偏高，而較低溫的溫泉鈉離子濃度則偏低；瑞穗一號井樣本的鈉離子濃度亦差異極大。另外，鈣離子與鎂離子濃度約莫小於偵測極限，推測與鈣鎂離子和溫泉水的沉澱作用或地下水混入有關。

從氫氧同位素分析來看，紅葉溫泉氧同位素值約-7.79 ‰到-8.85 ‰間，氫同位素值則在-49.1 ‰到-56.3 ‰間；外溫泉水樣的氫氧同位素值分布差異極大，其 RF 的氫氧同位素值已偏離天水線；YSY 和 RS-feet 皆大致落在水天線上；瑞穗一號井屬較重的水，推測有地層滲水、變質水抑或岩漿水混染。

岩樣光薄片共製作 10 個樣本(8 個瑞穗二號井和 2 個野外露頭)，其分析結果得知井下岩性皆為石英雲母片岩，野外露頭則為綠泥石片岩。另 10 個樣本進行 SEM 影像及 EDS 分析岩石/礦物成分分析，其結果為瑞穗二號井(編號 1-6)含絹雲母、石英、菱鐵礦、方解石、石墨、黃鐵礦/磁鐵礦、獨居石、鈦鐵礦及黃銅礦；加星蛇紋石(編號 A)含蛇紋石及磁鐵礦；紅葉溪蛇紋石(編號 B、C 和 D)含蛇紋石、菱鎂礦、黃銅礦及菱鐵礦。

液包體分析共採集 7 個樣本(3 個瑞穗一號井和 4 個瑞穗二號井)，其瑞穗一號井在深度 145.8 m、190.8 m 及 201.2 m 的主要集中均化溫度相近；瑞穗二號井在深度 248.5 m 和 273.4 m 的石英脈中，可見晶體有無特定破裂方向的裂隙，推測是受後期應力變化影響，且 273.4 m 的均化溫度非常分散，推測屬次生液包體。

碳氧同位素分析共採集 3 個樣本(2 個瑞穗二號井和 1 個瑞北溪)，其瑞穗二號井樣本的碳同位素非常集中，氧同位素差異較大；瑞北溪樣本嘗試透過井下礦脈溫度計算方解石溫度，得到偏低的結果，推測原水成分並非現今溫泉水。

(四) 地質探勘井施作

已完成一口 478 米地質探勘井鑽鑿，並於指定深度完成 372.79 米之 HQ 岩芯取樣，依合約規定交付 300 米 HQ 岩芯予地礦中心；並於深度 0~84 公尺每 5 公尺進行岩屑取樣及 6 英吋套管安裝；完成 3-1/2 英吋套管及槽管安裝。

(五) 岩芯提取及試驗

鑽探取出之岩芯深度介於 84~408 米，岩芯肉眼判釋均為石英雲母片岩(偶可觀察到鈉長石)。其顏色隨著石英含量多寡，呈現黑色至淺灰色，岩芯中顏色較深的部分，可觀察到發育良好的片理面，傾角大致接近水平介於 5~15 度。顏色較淺的部分，石英含量多且顆粒較粗，可觀察到發達的透鏡狀石英脈中含少量方解石集塊。不同深度和顏色的岩芯當中，皆可觀察到傾角介於 70~90 度的節理或裂隙。節理面上常見有石英、方解石、黃鐵礦等礦物的充填。

完成 419m PT 井測，於井下 400m 測得最高溫 174°C。PT 井測成果於 0-100m 井內狀態不穩定，溫度變化劇烈；100-200m 井內狀態穩定，溫度隨深度增加快速上升；200-400m 井內狀態穩定，溫度隨深度增加緩慢上升；400-419m 溫度隨深度增加略為下降。

電測可解釋範圍為 84 公尺以下，本孔電阻訊號大約介於 6 至 97 $\Omega \cdot m$ 之間，而各區段間的震盪變化則反應地層破碎及含泥量的多寡，造成其岩性組成有較明顯之差異，推估可能為井下流體交換較明顯之區段。而伽瑪射線數值大小反應地層吸附放射性元素的多寡，本孔自然伽瑪數值介於為 1 至 136 API 間，此與電阻訊號的結果比對大致上成反比，如電阻值相同區段之自然伽瑪數值偏低，表示地層含泥量少，屬於透水性較佳之地層特性。

(六) 鑽探紀錄及資料檢核

配合鑽探作業辦理岩屑與岩芯紀錄，並依照地礦中心之工程地質探勘資料庫格式繪製地質柱狀圖。委託應用地質技師辦理核閱簽證作業。

(七) 地下資源觀測

完成 GSMMA-RS-2 開篩井管、套管及井頭裝置、相關告示牌等作業。因坍塌或泥漿淤積無法下放至原先設計的 478 米，套管僅下放至 470.6 米，套管開篩段為 221.08-239.25m、282.05-348.62m、379.25-385.31m、421.89-440.05m。

(八) 三維地熱地質概念模型

於 GSMMA-RS-2 透過留點溫度計量測及 PT 井測之溫度優於預期，PT 井測於深度 400m 測得井下最高溫度 174°C，下放最大深度 419m 量測溫度較前期溫度場模型預測高約 35°C，達約 170°C，顯示此區域具有相當高的地溫梯度。

由每日鑽進前量測之井底溫度與地電阻量測資料之比對推論，深度 241.31m 下方可能有高溫熱水帶，熱水帶上方為 100 多米厚的相對緻密片岩蓋層。

(九) 地熱潛能範圍圈繪

透過 MT 低阻帶範圍與溫度場模型之高溫區塊之聯集進行地熱潛能區圈繪。

(十) 資源蘊藏量精進評估

利用 USGS 體積評估法，搭配利用前期計畫執行的 28 處 MT 施測結果，並取得 MT 法三維電阻率模型，分析較為精確的目標區地下儲層的低地電阻區分佈空間，取代粗略的面積與厚度估計。MT 量測電阻率小於 50 $\Omega \cdot m$ ，且溫度場模型之溫度 $\geq 100^\circ C$ 之塊體形貌，其溫度以 20°C 作為一個區間，並以溫度區間之平均溫度進行該塊體之地熱潛能評估。以 PT 井測建

置之溫度場分析，其總蘊藏熱能推估約為 $9.59 \times 10^{17} \text{J}$ ，本案目標區發電潛能為 14.56MWe；以留點溫度計資料建置之溫度場分析，其總蘊藏熱能推估約為 $9.47 \times 10^{17} \text{J}$ ，本案目標區發電潛能為 14.38MWe。



Conclusion

(1) Geological survey

Caprock: Various types of schist exposed in the Ruilin-Hongye area, including quartz-mica schist, serpentinite, hornblende schist and other rock outcrops. We found that the distribution of joint fissures is generally very sparse, with joint spacing greater than 2m and lengths mostly less than 1m, making it impossible to form continuous channels. In addition, the porosity of metamorphic rock itself is extremely low, so its structural permeability or pore permeability is quite small. There are regular joint distributions in a small number of green schists, and their trends are between N61W and N31W and the dip angle is close to vertical, which is similar to the quartz mica schist in the geothermal reservoir, indicating that both are subject to the same tensile stress near the surface. In addition, according to the low-resistance areas (reservoir layers 1, 2, 3, and 4) indicated by magnetotelluric sounding, we can also observe that most of the potential reservoirs (1, 2, and 3) have overlying rock masses that are basic Mixed rock mass. According to field observations, these basic mixed rock bodies are mainly composed of amphibole schist and amphibole feldspar schist. Most of their cracks are poorly developed. We are temporarily inclined to infer that the basic mixed rock bodies may be underground in the Ruisui geothermal area. The impermeable caprock of the geothermal reservoir composed mainly of quartz-mica schist.

Based on the comprehensive statistics of joint positions in adjacent geothermal-related areas, there are four main groups of joints in the Ruilin-Hongye area: (1) The trend is 290-330, and the inclination angle is mostly steep; (2) The trend is 020-040, which is also cross-section. Permeable surface terrain linear pattern; (3) trending E-W; (4) trending N-S. Calcite veins or quartz veins are occasionally filled in the fissures. Among them, the northwest-southeast trend (270~330) is the most important tensile fracture joint, which is roughly perpendicular to the geosynthetic tensile stress (northeast-southwest extension). It may provide Tianshui (shallow circulation) and hot spring water (shallow and deep parts). important channel for circulation). This project has especially strengthened the outcrop investigation on both sides of the middle and lower reaches of Hongye Creek. Among them, the mountain wall near Hongye Hot Spring indeed shows several major fault zones, approximately N120E trending, nearly vertical. We believe that they should also play the role of upwelling hydrothermal fluid channels, bringing hot water from geothermal reservoirs about 1-2 kilometers underground to the surface. These faults may even penetrate

4-5 kilometers or deeper, draining hot water from deep heat sources into the geothermal reservoirs 1-2 kilometers away.

(2) Geophysical exploration

This project is divided into four parts based on the velocity structure model of seismic station H00B, core interpretation results and well logging data: (1) The formation material changes from alluvium (weathered rock disk) to broken rock blocks. Therefore, It can be seen that the shear wave velocity has a significant increase trend; and the alluvial layer is mainly composed of gravel layer, which has a higher resistance signal than the broken rock mass (mainly quartz mica schist). (2) Rock The core photo shows that at a depth of 82 meters underground, a period of loss changes to recovery coring, and the natural gamma value is affected by more broken rock blocks and shows a high and low oscillation phenomenon, and the shear wave speed also shows a slight decrease. (3) The overall formation material is siliceous schist, and a significant increase in shear wave velocity can be observed. (4) Because the rock formation is hard and there is a blowout phenomenon, a large amount of water is generated. In this section, grouting is used to block the high-pressure fluid and directly penetrate the core and There is no coring action; the water inrush phenomenon means that high pore water pressure can reduce the effective stress, resulting in a significant low velocity zone (LVZ) in the shear wave velocity.

Based on the evaluation of the georesistance R1 survey results, the geological conditions that may be encountered during the drilling process of GSMMA-RS-2 are as follows:

1. Depth 0-12m: alluvium or colluvium.
2. Depth 12-35m: schist with many fissures.
3. Depth 23-41m: partially complete schist.
4. Depth 41-64m: schist with many fissures.
5. Depth 64-109m: schist with many fissures and rich in groundwater.
6. Depth 109-250m: schist with many fissures.
7. Depth 250-396m: schist with many fissures and rich in groundwater.

(3) Geochemistry analysis

A total of 10 water samples were collected and analyzed. The results of temperature, total dissolved solids, salinity, and conductivity were similar for Hongye Hot Springs (HY-2) and Hongye Above Ground Spring (HY-4). Ruisui stream water (ZSRD-1055) and groundwater samples (1047gw, MYMTgw) had low ion concentrations, but different pH values. 6 outer hot spring areas drilled

well water samples, YSY, and RS-feet of total dissolved solids between the groundwater and warm spring water, pH value of the weakly alkaline. The salinity of the Ruisui No. 1 well sample varied significantly with time and depth.

In terms of anion analysis, the Hongye Hot Spring has a relatively low concentration of chlorine ions, while the chlorine ions in the water samples from the warm springs outside the spring are very different. The concentration of bicarbonate in the Hongye Hot Springs ranged from 445 mg/L to 506 mg/L; the concentration of bicarbonate in the outer hot springs was high in the RF and low in the lower temperature springs (YSY and RS-feet); and the concentration of bicarbonate in Ruisui No. 1 well samples also varied greatly.

From the cation analysis, the sodium ion concentrations in the Hongye Hot Springs were 66.4 mg/L and 119 mg/L; the sodium ion concentrations in the outer hot springs were high, while those in the cooler hot springs were low; and the sodium ion concentrations in the Ruisui No. 1 well samples also varied greatly. In addition, the concentrations of calcium and magnesium ions were less than the detection limit, which is related to the precipitation of calcium and magnesium ions in warm spring water or the mixing of groundwater.

From the hydroxide isotope analysis, the oxygen isotope value of the Hongye Hot Spring is between -7.79 ‰ and -8.85 ‰, and the hydrogen isotope value is between -49.1 ‰ and -56.3 ‰; the distribution of the hydroxide isotope value of the water samples of the outer warm springs is extremely different, and the hydroxide isotope value of its RF is out of the Tianshui line; the YSY and the RS-feet are both roughly in the Tianshui line; and Ruisui Well No. 1 is heavier water, which is assumed to be a mixture of stratified brine, metamorphic water, and groundwater. The Ruisui No. 1 well is heavier water and is presumed to be mixed with stratified brine, metamorphic water, or magmatic water.

A total of 10 samples (8 from Ruisui No. 2 wells and 2 from field outcrops) were prepared and analyzed for quartz-mica schist in the wells and chlorite schist in the field outcrops. SEM and EDS analyses of the rock/mineral compositions of the other 10 samples showed that the Ruisui No. 2 wells (Nos. 1-6) contained sericite, quartz, clinopyroxene, calcite, graphite, pyrite/magnetite, monazite, ilmenite, and chalcopyrite, while the No. A contained serpentine and magnetite, and the Nos. B, C, and D contained serpentine, magnesite, chalcopyrite, and clinopyrite.

Seven samples (three Ruisui No. 1 wells and four Ruisui No. 2 wells) were collected for liquid inclusion analysis, and the main concentration of Ruisui No. 1 wells at depths of 145.8 m, 190.8 m, and 201.2 m had similar homogenization

temperatures; the quartz veins of Ruisui No. 2 wells at depths of 248.5 m and 273.4 m had cracks in the crystals without a specific rupture direction, which were presumed to be affected by the later stress changes, and the homogenization at 273.4 m had no specific fracture direction. The homogenization temperature at 273.4 m is very dispersed, and it is assumed to be a secondary fluid inclusion.

Carbon and oxygen isotope analyses were performed on three samples (two from Ruisui No. 2 well and one from Ruibei stream). The carbon isotopes in the Ruisui No. 2 well are very concentrated and the oxygen isotopes are more varied; the Ruibei stream samples were attempted to calculate calcite temperatures from the downhole vein temperatures, but low results were obtained, which suggests that the original water is not the present-day warm spring water.

(4) Construction of geological exploration wells

A geological exploration well has been drilled to a depth of 478 meters, and HQ core samples have been extracted to the specified depth of 372.79 meters, delivering 300 meters of HQ core samples to GSMMA as per contract requirements. Additionally, rock chip sampling and 6-inch casing installation were conducted every 5 meters from depths of 0 to 84 meters, and installation of 3-1/2 inch casing and slot pipe has been completed.

(5) Core Extraction and Testing

The depth of the core extracted from drilling ranges from 84 to 408 meters. The core is visually identified as quartz-muscovite schist (occasionally observed with plagioclase). Its color varies according to the quartz content, ranging from black to light gray. In the darker portions of the core, well-developed foliation surfaces can be observed, with dip angles generally close to horizontal, ranging from 5 to 15 degrees. In the lighter portions, quartz content is higher and grains are coarser, with well-developed lens-shaped quartz veins containing small amounts of calcite nodules. At different depths and colors of the core, joints or fractures with dip angles ranging from 70 to 90 degrees can be observed. These joints often contain fillings of minerals such as quartz, calcite, and pyrite.

The PT well test has been completed to a depth of 419 meters, with the highest temperature recorded underground at 400 meters being 174°C. The PT well test results indicate the following conditions within the well:

- Unstable conditions from 0 to 100 meters depth with dramatic temperature fluctuations.
- Stable conditions from 100 to 200 meters depth, with temperatures rapidly increasing with depth.

- Stable conditions from 200 to 400 meters depth, with temperatures increasing slowly with depth.
- A slight decrease in temperature with increasing depth from 400 to 419 meters.

Electrical logging can be interpreted for depths up to 84 meters. The electrical resistivity signals in this borehole typically range from 6 to 97 $\Omega \cdot m$. Oscillations between different sections reflect variations in lithology and mud content, resulting in noticeable differences in rock composition. It is estimated that these sections may experience more significant fluid exchange underground. Gamma ray values reflect the abundance of adsorbed radioactive elements in the formation. Natural gamma ray values in this borehole range from 1 to 136 API. Generally, these values inversely correlate with the electrical resistivity results. For instance, lower natural gamma ray values in sections with similar resistivity indicate lower mud content in the formation, suggesting better permeability characteristics.

(6) Drilling records and data verification

Cooperate with drilling operations to complete cuttings and core records, and draw geological column diagrams in accordance with the engineering geological exploration database format of the GSMMA. Finally, entrust an applied geological engineer to visa the records.

(7) Subsurface Resource Monitoring

Completed the installation of casing, tubing, wellhead equipment, and relevant signage for GSMMA-RS-2.

Due to collapse or mud accumulation preventing descent to the originally planned depth of 478 meters, The deepest casing can only be installed to 470.6 meters. The screened sections of the casing are as follows: 221.08-239.25m, 282.05-348.62m, 379.25-385.31m, 421.89-440.05m.

(8) 3D geothermal geological conceptual model

The temperature measurements obtained from both the temperature gauge installed in GSMMA-RS-2 and the PT well surpassed expectations. In the PT well, a maximum temperature of 174°C was recorded at a depth of 400 meters, and at the maximum depth of 419 meters, the measured temperature was approximately 35°C higher than the earlier temperature field model prediction, reaching around 170°C. These findings indicate a significantly high geothermal gradient in this area. A comparison with the daily drilled bottom hole temperature and geoelectric resistance measurements suggests the possibility of a high-

temperature hydrothermal zone below a depth of 241.31 meters. Above this zone, there is a relatively dense shale cap layer with a thickness of over 100 meters.

(9) Mapping of Geothermal Potential Range

The geothermal potential zone is delineated by combining the MT low-resistance belt range with the high-temperature blocks from the temperature field model.

(10) Advanced assessment of resource reserves

Utilizing the USGS volumetric assessment method, coupled with the results of 28 MT surveys conducted in the previous phase of the project, and obtaining a three-dimensional resistivity model using the MT method, a more accurate distribution of low-resistivity zones in the underground reservoir of the target area is analyzed, replacing rough estimates of area and thickness. Areas with MT-measured resistivity less than $50\Omega\cdot\text{m}$, and block-like formations with temperatures $\geq 100^\circ\text{C}$ from the temperature field model, are evaluated for geothermal potential using temperature intervals of 20°C , with the average temperature within each interval used for assessment. Based on temperature field analysis constructed from PT well measurements, the estimated total stored thermal energy is approximately $9.59 \times 10^{17}\text{J}$, with a potential power generation capacity of 14.56MWe for the target area in this project. Using data from temperature loggers for temperature field analysis, the estimated total stored thermal energy is approximately $9.47 \times 10^{17}\text{J}$, with a potential power generation capacity of 14.38MWe for the target area in this project.

引用文獻

1. 109 年度玉里 15 林班崩塌地監測及分析，行政院農業委員會林務局花蓮林區管理處，2021。
2. 中國石油股份有限公司(1984)。花蓮縣瑞穗地熱區中油瑞穗一號地熱井地下地質報告。
3. 中國石油股份有限公司(1986)。花蓮縣瑞穗地熱區中油瑞穗二號地熱井地下地質報告。
4. 王源、楊昭男、陳文山(1992)。五萬分之一臺灣地質圖及說明書-第 48 號，玉里圖幅。經濟部中央地質調查所。
5. 王源、楊昭男、陳文山(1992)五萬分之一臺灣地質圖說明書圖幅第四十八號(玉里)，經濟部中央地質調查所出版。
6. 臺灣中油公司(1984)，花蓮瑞穗地熱區中油瑞穗一號地熱井井下地質報告。
7. 臺灣中油公司(1986)，花蓮瑞穗地熱區中油瑞穗二號地熱井井下地質報告。
8. 衣德成、陳治宇、林慶偉(2012)五萬分之一臺灣地質圖說明書圖幅第四十一號(光復)，經濟部中央地質調查所出版。
9. 宋聖榮、羅煥記、曹恕中、楊金臻(1993)。利用感應耦合電漿—原子發射光譜分析法測定岩石中的主要及微量元素。地質，第13卷，第二期，第131-148頁。
10. 洪如江(1991)，初等工程地質學大綱，p164~p165。
11. 經濟部中央地質調查所(2021a)，「區域地熱探勘與重點潛能評估-花蓮地區」期中報告書，執行單位:中興工程顧問社。
12. 經濟部中央地質調查所(2022)，花東地區地電阻剖面施測報告。
13. 經濟部中央地質調查所110年度勞務採購案期中報告書區域地熱探勘與重點潛能評估-宜蘭縣大同鄉土場-仁澤地區、清水地區期中報告 (2022)。
14. 董倫道(1998)，地球物理新技術在大地工程之應用，土工技術地69期。
15. Allmendinger, R. W., Cardozo, N., & Fisher, D. M. (2011). Structural geology algorithms: Vectors and tensors. Cambridge University Press.
16. Bauer, J. F., Krumbholz, M., Meier, S., & Tanner, D. C. (2017). Predictability of properties of a fractured geothermal reservoir: the opportunities and limitations of an outcrop analogue study. Geothermal Energy, 5, 1-27.
17. Bear, J., Tsang, C. F., & De Marsily, G. (1993). Flow and contaminant transport in fractured rock. Academic Press, 1-37.
18. Berbellini, A., M. Schimmel, A. M.G. Ferreira, and A. Morelli (2018) Constraining S-wave velocity using Rayleigh wave ellipticity from polarization analysis of seismic noise, Geophysical Journal International, 216(3), 1817–1830, doi:10.1093/gji/ggy512.
19. Chen, K.-X., H. Kuo-Chen, D. Brown, Q. Li, Z. Ye, W.-T. Liang, C.-Y. Wang, and H. Yao (2016) Three-dimensional ambient noise tomography across the Taiwan Strait: The structure of a magma-poor rifted margin, Tectonics, 35, doi:10.1002/ 2015TC004097.

20. Cheng, P. H., Electrostratigraphic study of the Quaternary Formations in the Houli tableland, *Proc. Geol. Soc. China*, 33, 127-142., 1990.
21. Cheng, P. H., Imaging the Subsurface Structure of the Northern Tip of the 1999 Chi-Chi Earthquake Fault in Central Taiwan Using the Electric Resistivity Method, *TAO Sci.*, 11, 721-734., 2000.
22. Herrmann, R. B. (2013) Computer Programs in Seismology: An Evolving Tool for Instruction and Research, *Seismol. Res. Lett.*, 84(6), 1081–1088.
23. Huang, H. H., E. S. Wu, C. H. Lin, J. Y. T. Ko, M. H. Shih and I. Koulakov (2021) Unveiling Tatan volcanic plumbing structure induced by post-collisional extension of Taiwan mountain belt, *Scientific Reports*, 11:5286, <https://doi.org/10.1038/s41598-021-84763-z>.
24. Huang, T. Y., Y. Gung, W. T. Liang, L. Y. Chiao, and L. S. Teng (2012) Broad-band Rayleigh wave tomography of Taiwan and its implications on gravity anomalies, *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, 39, L05305, doi:10.1029/2011GL050727.
25. Johnson, E.L., ed., 1986, *Handbook of Ion Chromatography*. Dionex, Sunnyvale, CA.
26. Jug, J., D. Stanko, K. Grabar, and P. Hrženjak (2020) New approach in the application of seismic methods for assessing surface excavatability of sedimentary rocks, *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 79: 3797–3813, <https://doi.org/10.1007/s10064-020-01802-1>.
27. Lo, L., Lai, Y.H., Wei, K.Y., Lin, Y.-S., Mii, H.S., Shen, C.C. (2013) Persistent sea surface temperature and declined sea surface salinity in the northwestern tropical Pacific over the past 7500 years. *J. Asian Earth Sci.*, 66 (2013), pp. 234-239.
28. Loke, M. H., and R. D. Barker, Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosection by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44, 131-152., 1996.
29. Loke, M. H., Rapid 2D resistivity and IP inversion, using the least-squares method, *Advanced Geoscience, Inc. U.S.A.*, 1998.
30. Marrett, R., & Allmendinger, R. W. (1990). Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of structural geology*, 12(8), 973-986.
31. Muffler, L. J. (1979). Assessment of geothermal resources of the United States, 1978 (No. USGS-CIRC-790). Geological Survey, Reston, VA (USA). Geologic Div.
32. Muffler, P., & Cataldi, R. (1978). Methods for regional assessment of geothermal resources. *Geothermics*, 7(2-4), 53-89.
33. Nathenson, M. (1975). Physical factors determining the fraction of stored energy recoverable from hydrothermal convection systems and conduction-dominated areas (No. USGS-OFR-75-525). Geological Survey, Menlo Park, Calif.(USA).
34. Olson, J. E. (2003). Sublinear scaling of fracture aperture versus length: an exception or the rule?. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B9).
35. Peacock, D. C. P., Sanderson, D. J., & Leiss, B. (2021). Use of Mohr diagrams to predict fracturing in a potential geothermal reservoir. *Geosciences*, 11(12), 501.

36. Peacock, D. C. P., Sanderson, D. J., & Leiss, B. (2022). Use of Analogue Exposures of Fractured Rock for Enhanced Geothermal Systems. *Geosciences*, 12(9), 318.
37. Peng, T., Lu, W., Chen, K., Zhan, W., Liu, T., 2014a. Groundwater-recharge connectivity between a hills-and-plains ' area of western Taiwan using water isotopes and electrical conductivity. *J. Hydrol.* 517, 226–235. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.05.010
38. Pollard, D. D. (1987). Theoretical displacements and stresses near fractures in rock: with applications to faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces. *Fracture mechanics of rock*, 277-349.
39. Sambridge, M. (1999) Geophysical inversion with a neighborhood algorithm-I: Searching a parameter space, *Geophysical Journal International*, 138(2), 479–494.
40. Schimmel, M., E. Stutzmann, F. Arduin, and J. Gallart (2011) Polarized Earth's ambient microseismic noise, *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, 12(7), 1–14, doi:10.1029/2011GC003661.
41. Subir K. Sanyal et al., 2016, Comparative Analysis of Approach to Geothermal Resource Risk Mitigation, Energy Sector Management Assistance Program, Knowledge Series 024/16, 2016 Mar
42. Tamagawa, T., & Pollard, D. D. (2008). Fracture permeability created by perturbed stress fields around active faults in a fractured basement reservoir. *AAPG bulletin*, 92(6), 743-764.
43. White, D. E., & Williams, D. L. (1975). Assessment of geothermal resources of the United States, 1975 (No. 726-730). US Department of the Interior, Geological Survey.
44. Williams, C. F., Reed, M., & Mariner, R. H. (2008). A Review of Methods Applied by the US Geological Survey in the Assessment of Identified Geothermal Resources (p. 27). US Department of Interior, US Geological Survey.