

國立臺灣大學理學院海洋研究所

碩士論文

Institute of Oceanography

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis



臺灣地層的岩石熱導係數研究

Rock thermal conductivity study of Taiwan strata

華智祥

Chih-Hsiang Hua

指導教授：許鶴瀚、江協堂 博士

Advisors: Ho-Han Hsu and Hsieh-Tang Chiang, Ph.Ds

中華民國 111 年 9 月

September, 2022





國立臺灣大學碩士學位論文
口試委員會審定書

MASTER'S THESIS ACCEPTANCE CERTIFICATE
NATIONAL TAIWAN UNIVERSITY

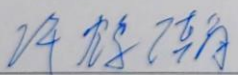
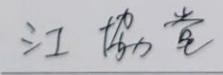
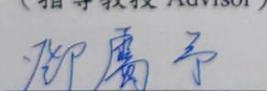
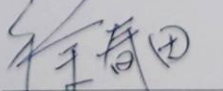
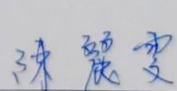
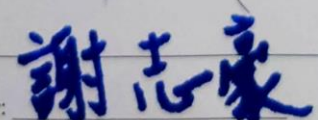
臺灣地層的岩石熱導係數研究

Rock thermal conductivity study of Taiwan strata

本論文係華智祥 R08241314 在國立臺灣大學海洋研究所完成之碩士學位論文，於民國 111 年 07 月 28 日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明。

The undersigned, appointed by the Institute of Oceanography on 28/07/2022 have examined a Master's thesis entitled above presented by Chih-Hsiang Hua (R08241314) candidate and hereby certify that it is worthy of acceptance.

口試委員 Oral examination committee:

 (指導教授 Advisor)		
		
		

系主任/所長 Director:

致謝



三年的碩士生涯，說短不短，說長不長，在每次報告前都覺得時間不夠用，可是現在要畢業又覺得時間過得好快，三年的時間稍縱即逝。這本論文受之於人者太多，要感謝的人太多，先從對我幫助最大的指導老師開始吧。感謝許老師，在每次我報告完後都有許多實質的建議和要求，促使我一點一點的完成這項研究，私底下老師也很有親和力，願意幫助學生許多困難。感謝江老師，感謝老師讓我們一進實驗室就擁有最好的電腦設備，不用擔心資料跑不動，感謝老師手把手的教我如何使用岩心鑽機和野外的規劃並且大力的資助我們進行野外的工作，讓我們在一天辛苦的取樣後，能吃得好睡得好，感謝老師教了我許多說話的藝術。接著是我的口試委員，感謝麗雯學姐，一進實驗室，許多關於地熱的知識都是從學姊那得到的，也包含地熱實驗室的歷史和現況，在論文上也持續給我很多很棒的想法。感謝徐春田老師，感謝老師的建議，讓本論文能更加完善。感謝鄧屬予老師，老師給予我許多地質上的想法和邏輯，讓本論文能有更多地球科學的論述，賦予更多地質上的意義。

再來要感謝的人非常多，首先要感謝實驗室的湧翔、承峻、宇恩、展弘、許堯，謝謝你們和我一起出野外，完成論文相當辛苦的一部分，感謝靖芸幫助我解決ArcGIS的問題，完成論文中最有價值的一張圖，感謝實驗室的學長、姊，屁股、音瑄、雞蛋、勁燁、乒乓、老牙、獻祥、國瑛、俊鼎，讓我在每次報告後都有好多好多的建議，不斷地促使我前進，每次都朝著完成論文的目標又更進一步。感謝震測探勘實驗室的專業助理群，靜縈、婉霞、影澄、Arif，維持實驗室的運作，無論是技術上還是行政上，都給予我們許多的幫助。感謝海研所的同學們，宗霖、思成、和都、寓筠，時常聊天和互相幫助，為研究生活多了幾分色彩。感謝學弟、妹，許堯、誌航、佾萍，感謝你們對實驗室的貢獻，很棒的地質考察，還有感謝許堯地熱實驗室的雜事都交給你。感謝海研所上的學長，感謝宇璜，時常給我研究的建議、聊天、一起跑步、打球，為研究生活增添許多樂趣。

最後要感謝我的女朋友芬妮和家人，芬妮在我的碩士生活中扮演很重要的角色，許多相關的地質問題會先和她討論，ArcGIS也是她先教我怎麼用的，口試的

時候也幫忙錄影和記錄問題，甚至到論文的修改階段，更是幫我把照片去背，和找出論文中的錯誤，陪伴著的時間是無價，感謝有妳在我身邊，在我每次想放棄的時候鼓勵我，讓我能堅持下去，謝謝妳。謝謝我的家人，給予很多經濟上的援助，支持我完成碩士的研究。



摘要

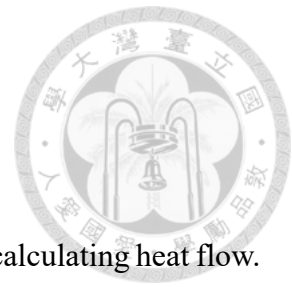
熱導係數為計算熱流的重要參數之一，臺灣測量岩層熱導係數的研究很少，因此本研究於西部麓山帶、雪山山脈、脊樑山脈、海岸山脈和恆春半島等地質區主要地層進行岩層熱導係數量測。使用岩心取樣器，鑽取直徑 6 公分、長 10~30 公分的岩心或採集岩石樣本，共計於 40 個地層中取得 101 個岩石或岩心樣本及 1 個土壤樣本，樣本經磨平處理後，以熱導係數儀測量其熱導係數。測量結果發現，樣本中最高值為四稜砂岩的變質砂岩($\sim 5.21 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，最低值為大平層的紅土($\sim 0.33 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，平均值為 $2.25 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ，中位數為 $2.11 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ，標準差為 $0.93 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 。依照地質年代分類，成岩地層中熱導係數最大值為雪山山脈始新世的四稜砂岩($\sim 5.21 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，最小值為恆春半島上新世馬鞍山層泥質砂岩($\sim 0.39 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，推測雪山山脈的四稜砂岩由於其礦物組成多為熱導係數較高的石英組成，因此熱導係數偏高，恆春半島的馬鞍山層泥質砂岩可能因孔隙率較高，因此熱導係數偏低。若是以地質分區分類，最高值為雪山山脈地質區($\sim 2.77 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，其岩性主要由變質砂岩和硬頁岩組成，透過樣本觀察，推測其石英含量高且孔隙率低，所以其導熱能力最好，最低值為海岸山脈地質區($\sim 1.52 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，其岩石組成主要為火成岩、泥岩、砂岩、礫岩，是其導熱能力偏弱的原因。以地理分類，可發現臺灣山區(雪山山脈、脊樑山脈)有相對較高的熱導係數。以三大岩性分類，熱導係數以變質岩最高(中位數為 $2.36 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ，標準差約 $0.76 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，沉積岩其次(中位數為 $1.95 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ，標準差約 $1.02 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，火成岩最低(中位數為 $1.52 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ，標準差約 $0.38 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)。與過去研究岩性和熱導係數關係的文獻對比結果，層理發達的頁岩、硬頁岩、板岩、千枚岩、片岩可能受非均向性影響，測量面與層面角度不一樣而產生較大的差異性，泥質砂岩與石灰岩受低孔隙率的影響而有偏低的現象，玄武岩和安山岩則因岩石礦物組成類似，測量結果相近。另外，與區域性岩性組成的熱導係數文獻對比結果，由於查表屬區域性的代表值，跟局部岩層的實際數值可能有一定

的差距，因此文獻中的熱導係數可能低估了四稜砂岩區域的熱流值，並高估其他六個地層的熱流值。本研究結果提供較完整的臺灣岩層熱導係數分佈情形，有助於未來臺灣熱流的研究，以及地熱潛能的評估。

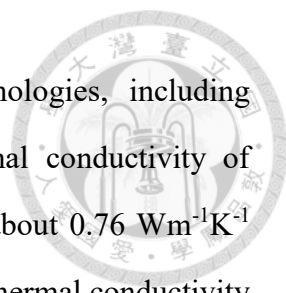


關鍵字：臺灣、熱導係數、地熱探勘、熱流、岩石熱傳導

Abstract



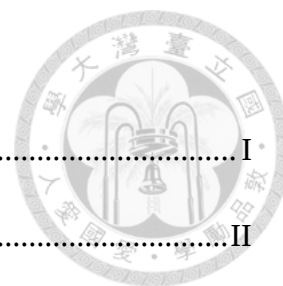
Thermal conductivity was one of the important parameters for calculating heat flow. The detail thermal conductivity measurements of different stratigraphic and lithological features are insufficient in Taiwan. In this study, we measured the thermal conductivity systematically in the Western Foothills, Hsuehshan Range, Central Range, Coastal Range and Hengchun Peninsula. A total of 101 rock or core samples and one soil sample, including cores of 10-30 cm in length and rock blocks of 20×20×10 cm in size, were obtained from 40 different strata. We smoothed the samples and measured them with a thermal conductivity meter. The results show that the highest value is the metamorphic sandstone of Szuling sandstone ($\sim 5.21 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$), while the lowest value is the laterite ($\sim 0.33 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$) of the Daping layer. Statistically, the average value is $2.25 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$, the median is $2.11 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$, and the standard deviation is $0.93 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$. According to geological ages in different areas, the highest thermal conductivity ($\sim 5.21 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$) of the diagenetic strata is the Eocene Szuling sandstone in the Hsuehshan Range; in contrast, the lowest one ($\sim 0.39 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$) is the argillaceous sandstone of the Pliocene Ma-an Shan layer in the Hengchun Peninsula. We speculate that the high thermal conductivity of Szuling sandstone is due to its primary composition of quartz, demonstrating a high thermal conductivity property. The low thermal conductivity of argillaceous sandstone can result from its higher porosity causing low thermal conductivity. Geologically, the highest thermal conductivity occurs in the Hsuehshan Range geologic province ($\sim 2.77 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$), mainly composed of metamorphic sandstone and argillite. We believe that the high thermal conductivity comes from the high quartz content and low porosity. The lowest thermal conductivity is discovered in the Coastal Range geologic province ($\sim 1.52 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$), mainly composed of igneous rock, mudstone, sandstone, and conglomerate. Geographically, it can be found that the thermal conductivity of inland Taiwan (Hsuehshan Range, Central Range) is higher than that of the inshore (Western Foothills,



Coastal Range, Hengchun Peninsula). For the three major lithologies, including metamorphic, sedimentary, and igneous rocks, the median thermal conductivity of metamorphic rocks is $2.36 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ with a standard deviation of about $0.76 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ which is the highest among the three major lithologies. The median thermal conductivity of sedimentary rocks is $1.95 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ with a standard deviation of about $1.02 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$. The standard deviation is the largest among the three, similar to previous studies. The median thermal conductivity of igneous rocks is $1.52 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ with a standard deviation of about $0.38 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$. The median and standard deviations are the lowest of the three. Compared with the thermal conductivity of Wu et al. (2013), our results indicate that the heat flow in the Szuling sandstone area was underestimated, and the heat flow in the other six formations was overestimated. Comparing the results of rock types in thermal conductivity between the literature, strongly foliated rocks like shale, argillite, slate, phyllite, and schist are affected by anisotropy, which makes the thermal conductivity different from the literature. Besides, argillaceous sandstone and limestone have lower thermal conductivity, which is affected by low porosity. Basalt and andesite have similar thermal conductivity due to the similar mineral composition of the rock. The thermal conductivity measurement results in this study can provide a reference for future research on heat flow estimation in Taiwan.

Keywords: Taiwan, thermal conductivity, geothermal exploration, heat flow, rock heat conduction

目錄



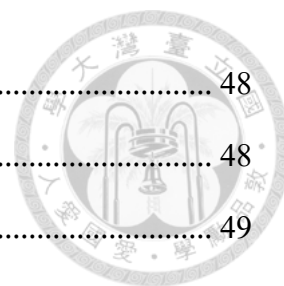
口試委員會審定書	I
致謝	II
摘要	IV
Abstract.....	VI
第一章、緒論	1
1-1 研究動機與目的	1
1-2 區域地質背景	2
1-3 文獻回顧	9
第二章、研究方法	12
2-1 採集位置	13
2-2 採集方式	16
2-3 樣本處理	19
2-4 儀器介紹	20
2-5 施測流程	22
2-6 數據資料處理與分析方式	23
第三章、結果	25
3-1 樣本測量結果	25
3-2 地質年代與熱導係數	35
3-3 地質分區與熱導係數	37
3-4 地理分區與熱導係數	38
3-5 岩性與熱導係數	41

第四章、討論	46
4-1 地質年代與熱導係數	46
4-2 造成岩性間導熱能力差異的原因	49
4-3 乾溼樣本熱導係數的差異	54
4-4 與前人熱導係數對比	57
4-5 採樣數量的建議	63
第五章、結論	65
參考文獻	66
附錄一 各樣本熱導係數測量情形	71
附錄二 濕樣本熱導係數測量情形	76
附錄三 岩心及岩石樣本描述	78

圖目錄

圖 1-2-1、260 Ma 至 65 Ma 臺灣地質演化史圖	5
圖 1-2-2、臺灣地質分區圖	6
圖 1-2-3、15 Ma 至 1 Ma 臺灣地質構造演化史圖	7
圖 2、本研究流程圖	12
圖 2-1-1、研究採點的分佈圖	14
圖 2-2-1、現場採集岩心前之規劃討論	16
圖 2-2-2、架設岩心鑽機	17
圖 2-2-3、使用岩心鑽機鑽取岩心	17
圖 2-2-4、從鑽孔中取出岩心	18
圖 2-2-6、從露頭上採集下來的大寮層岩石樣本	18
圖 2-2-5、使用地質槌敲擊風化露頭	18
圖 2-3-2、里龍山層岩心樣本照	19
圖 2-3-5、砂紙機	19
圖 2-3-4、鑽石刀片的切割機	19
圖 2-3-1、樣本處理流程圖	19
圖 2-4-2、表面接觸式探測計及標準樣本	20
圖 2-4-1、本研究使用的熱導係數測量儀	20
圖 2-5-1、熱導係數儀實際測量樣本的照片	22
圖 2-5-2、儀器面板及按鍵	22
圖 3-1-1、熱導係數測量結果分布圖	25
圖 3-1-2、採樣點之岩樣熱導係數	34
圖 3-4-1、臺灣各地層之熱導係數分布圖	39
圖 3-4-2、臺灣北、中、南部及恆春半島各地層之熱導係數分布圖	40
圖 3-5-1、各岩性之熱導係數盒鬚圖	44

圖 4-1-1、各地質年代之熱導係數盒鬚圖	48
圖 4-1-2、各地質區不同年代之熱導係數分布	48
圖 4-2-1、四稜砂岩變質砂岩	49
圖 4-2-2、馬鞍山層泥質砂岩	50
圖 4-2-3、三大類岩性與熱導係數盒鬚圖	53
圖 4-3-1、乾與濕樣本熱導係數的線性回歸模型	56
圖 4-4-1、綜整前人(Wu et al., 2013)與本研究臺灣熱導係數分布圖	59



表目錄



表 1-2-1、臺灣地質年代地層的分類總整	8
表 1-3-1、前人研究之熱導係數	9
表 2-1-1、六次野外的時間和地點	15
表 3-1-1、岩心樣本經緯度座標與平均熱導係數	26
表 3-1-2、岩石樣本經緯度座標與平均熱導係數	29
表 3-2-1、地質年代與熱導係數表	36
表 3-5-1、臺灣岩性與熱導係數表	42
表 3-5-2、臺灣沉積岩與熱導係數	44
表 3-5-3、臺灣變質岩與熱導係數	45
表 3-5-4、臺灣火成岩與熱導係數	45
表 4-1-1、地質年代與熱導係數統計表	47
表 4-2-1、成岩礦物的熱導係數表	51
表 4-2-2、三大類岩性與熱導係數統計表	52
表 4-3-1、乾溼樣本熱導係數對比表	55
表 4-4-1、比較前人之地層熱導係數	58
表 4-4-3、同岩性本研究與前人熱導係數對比結果	62
表 4-5-1、臺灣各地層的樣本數和熱導係數	63



第一章、緒論

1-1 研究動機與目的

臺灣早期因缺乏自有能源，在 1970 年代發生石油危機時，地熱能源開發為政府重要的能源政策選項，經濟部於 1965 命令礦業研究服務組實施北部地熱研究探勘計畫，並於 1967 提出臺灣北部大屯火山群區地熱資源加強探勘研究計畫(工業技術研究院，2022)，但之後國際石油能源供應暫無燃眉之急，地熱探測雖然在宜蘭的清水建立一座 3 MW 的地熱電廠，成果不錯，但相關地熱調查工作則告一段落，因此 1987-2007 年近二十年的時間臺灣的地熱探測幾乎停滯(Wu et al., 2013)。近年來政府致力於再生能源的開發，科技部的能源國家型計畫(NEP-I 和 NEP-II，期程分別為 2009~2013 以及 2014~2017)投入大量研發經費進行地熱探測，探測結果雖未見立竿見影之效，但已為未來的地熱發展開啟一扇可行之窗(經濟部能源局，2020)。

熱流探測可推測地下溫度的分佈，是地熱潛能調查的重要地球物理方法之一(Lee and Cheng, 1986)。熱流的定義為進出單位面積的功率，單位為 Wm^{-2} ，地表上某處的熱流可由該處的地溫梯度($^{\circ}\text{C}/\text{km}$)和與岩層的熱導係數($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)乘積獲得(Beardsmore and Cull, 2001)，一般對於陸地熱流探測，地溫梯度的數據可以通過井測資料取得，而岩層熱導係數取得的方式則有兩種，一種是取現地岩石樣本，由儀器實際測量而得(Blázquez et al., 2017)，數據比較精確、可靠，另一種是設定岩石的物理參數，透過電腦程式模擬而得(Zhao et al., 2019)，可略做參考性。

過去前人有測量臺灣岩石的熱導係數(Lee and Cheng, 1986)，但只有 23 個點位、15–20 個樣本、11 種岩性，若要探討臺灣主要地層之熱導係數仍可增加採點和樣本數量，目前臺灣岩層的熱導係數尚未大規模的被量測，對地熱探測而言，缺乏重要的參考依據，本研究目的旨在建立臺灣主要地層和各類岩石熱導係數之基本資料，並探討岩石種類、地層年代、區域等因子與熱導係數的關係，希望研究成果有助於臺灣未來的地熱發展。



1-2 區域地質背景

臺灣位於歐亞板塊和菲律賓海板塊交界地帶，兩億五千萬年前至今，地質史上主要經歷三次的造山運動(陳文山，2016)，分別是侏儸紀太魯閣運動、晚白堊紀南澳運動(圖 1-2-1)、晚中新世以來的蓬萊運動；此外介於南澳運動與蓬萊運動之間，處於穩定大陸邊緣時期，地殼呈現裂解與拉張作用，這些構造運動造就目前臺灣的主體架構，在地質構造上大致可分成 6 個主要地質區，從西到東分別為海岸平原區、西部麓山帶、雪山山脈、脊樑山脈、海岸山脈以及最南邊的恆春半島(圖 1-2-2)(陳文山，2016)。

海岸山脈地層以中更新統至晚更新統為主，為板塊隱沒時形成一系列的海底火山島弧，弧前與弧後盆地堆積深海相和火山噴發物，當火山島弧碰撞大陸後，大量來自造山帶的碎屑沉積物開始堆積，因此，地層中可發現深海至陸相的不同層序，岩性以火成岩、泥岩、砂岩和礫岩為主。

脊樑山脈地質區可分成大南澳片岩帶和廬山板岩帶，大南澳片岩帶是臺灣最老的地質構造單元，其成因為中生代時期古太平洋板塊隱沒所產生的太魯閣運動與南澳運動，與新生代晚期受到火山弧碰撞作用發生的蓬萊運動。侏儸紀的隱沒在大陸邊緣產生變質作用，導致位於大陸邊緣的二疊紀石灰岩變質成九曲大理岩(Jahn and Cuvellier, 1994)。而南澳運動時，一直處在弧溝環境的大南澳片岩帶中受隱沒深埋的增積岩體，受到變質花崗岩的侵入，高溫作用下，產生綠片岩相變質作用，兩者形成片麻岩及片岩。最後，蓬萊運動時，弧陸碰撞的過程，原先的片岩經歷再結晶或變質疊置作用。總結來說，大南澳片岩帶的岩石主要有大理岩、片麻岩和片岩。

南澳運動後，臺灣所處的大陸邊緣從板塊隱沒轉變為穩定大陸的伸張環境，形成一系列東北-西南走向的地塹與地壘構造，最東側的地壘高區稱為南澳隆起，為日後脊樑山脈的所在位置，南澳隆起原位於外大陸棚至大陸斜坡附近，古近紀以來，沉積層以泥岩為主，但不整合堆積在大南澳片岩帶上以砂岩、礫岩與石灰岩為主，都來自大南澳片岩帶的變質岩屑(E 礫岩)。中期中新世之後，歐亞板塊邊緣受擠壓，造成大陸邊緣新生代沉積層俯衝深埋而變質，形成低綠色片岩相至葡萄石—綠纖



石相的板岩與千枚岩。上新世之後(約 5-4 Ma)，板岩帶才逐漸出露地表(Chen and Wang, 1988)。

晚白堊紀南澳運動之後，大陸邊緣從隱沒轉為穩定大陸邊緣伸張環境，陸棚形成一系列北東走向的半地塹與地壘。北側依序有南日島盆地—臺西盆地(雪山槽)—南澳隆起。南側依序有澎湖盆地—澎湖隆起—臺南盆地(Sun, 1982; Tenget al., 1991)。古近紀至新近紀沉積物主要堆積在張裂盆地，雪山槽堆積至少 5,000 公尺厚的始新世至中期中新世沉積層，呈現向上變細與變深的層序。從始新世至早期漸新世，因地殼張裂與裂解，沉積物堆積在半地塹，形成河流至濱面相的厚層砂岩夾礫岩。之後，漸新世至中期中新世因為地殼熱沉降呈現區域性沉陷，沉積物全面覆蓋地塹與地壘上，雪山槽環境轉變為遠濱環境，堆積頁岩為主。始新世至中新世，位於最東側的南澳隆起，沉積物不整合超覆在地壘之上，地層厚度較西側雪山槽(臺西盆地)更薄且細。盆地張裂初期，南澳隆起上不整合堆積百餘公尺至數公尺的基底砂礫岩層與石灰岩(E 礫岩)，之上再堆積厚層頁岩(廬山板岩帶)。西部麓山帶至脊樑山脈的沉積環境，由西向東逐漸變深，從三角洲河流至濱面帶轉變至遠濱帶或大陸斜坡。始新世，雪山山脈大致處於三角洲河流至濱面帶(三角洲平原)，漸新世之後變深為遠濱帶至大陸斜坡環境(前三角洲)。晚期中新世山脈隆起之前，因板塊擠壓，導致雪山山脈東翼與脊樑山脈因俯衝深埋，使始新世至漸新世地層產生綠片岩相至葡萄石—綠纖石相的變質，較雪山山脈西翼相同時代地層的變質度還高。晚期中新世之後，雪山山脈由北向南依序隆起成為山脈。北部雪山山脈與前陸盆地(foreland basin)大致形成於晚中新世末(6-5 Ma)，中部雪山山脈形成於早上新世(5-4 Ma)，南部形成較晚，約晚上新世之後(4-3 Ma)，見圖 1-2-3(陳文山，2016)，總結來說，由於雪山槽的沉積環境為三角洲至大陸斜坡環境，原先的砂岩和頁岩經過深埋變質，最終雪山山脈以變質砂岩和硬頁岩為主。

西部麓山帶位於造山帶最西側山脈，也是最年輕的山脈，介於西部海岸平原與雪山山脈之間。地層以中新世至更新世為主，僅中北部出露局部的漸新世。早先為沉積盆地經歷古近紀至新近紀穩定大陸邊緣的地殼裂解及伸張沉陷作用，至晚新近紀的蓬萊造山運動，才逐步被抬升成為山脈現今的構造活動，除北臺灣進入後造山運動與隱沒產生的拉張作用外，其它區域都還處於造山的擠壓環境。西部麓山帶

的岩性則以砂岩和頁岩為主。

恆春半島為脊樑山脈向南延伸端，中期更新世隆起的山脈。晚期中新世，由深海轉變至陸棚三角洲環境，此時沉積物來自北側造山帶，含變質砂岩與硬頁岩的輕度變質岩岩屑(礫石)，及源自海洋地殼的蛇綠岩系礫石，更新世變淺至近濱環境。晚期更新世，大規模的珊瑚礁石灰岩不整合覆蓋在其它岩層上，不過其因為隆起年代相對年輕，且岩性上有明顯區分，所以將其從脊樑山脈獨立分出(表 1-2-1)。

海岸平原區位於西部麓山帶西側的沖積平原，處在褶皺—逆衝斷層帶前緣斷層(frontal thrust)下盤的前陸盆地，以第四紀沉積物為主(陳文山，2016)。因海岸平原區以沉積物為主，尚未成岩，而本研究所採集的樣本以地質區中有成岩的地層為主，因此並未規畫採點於海岸平原區。

各個地質區經歷不同的地質年代以及不同構造運動，各地層的岩性、組織(texture)等具差異性，其導熱的物理性質可能不同，預期臺灣各地層岩石的熱導係數在地理空間分佈上可能會有明顯的變化。

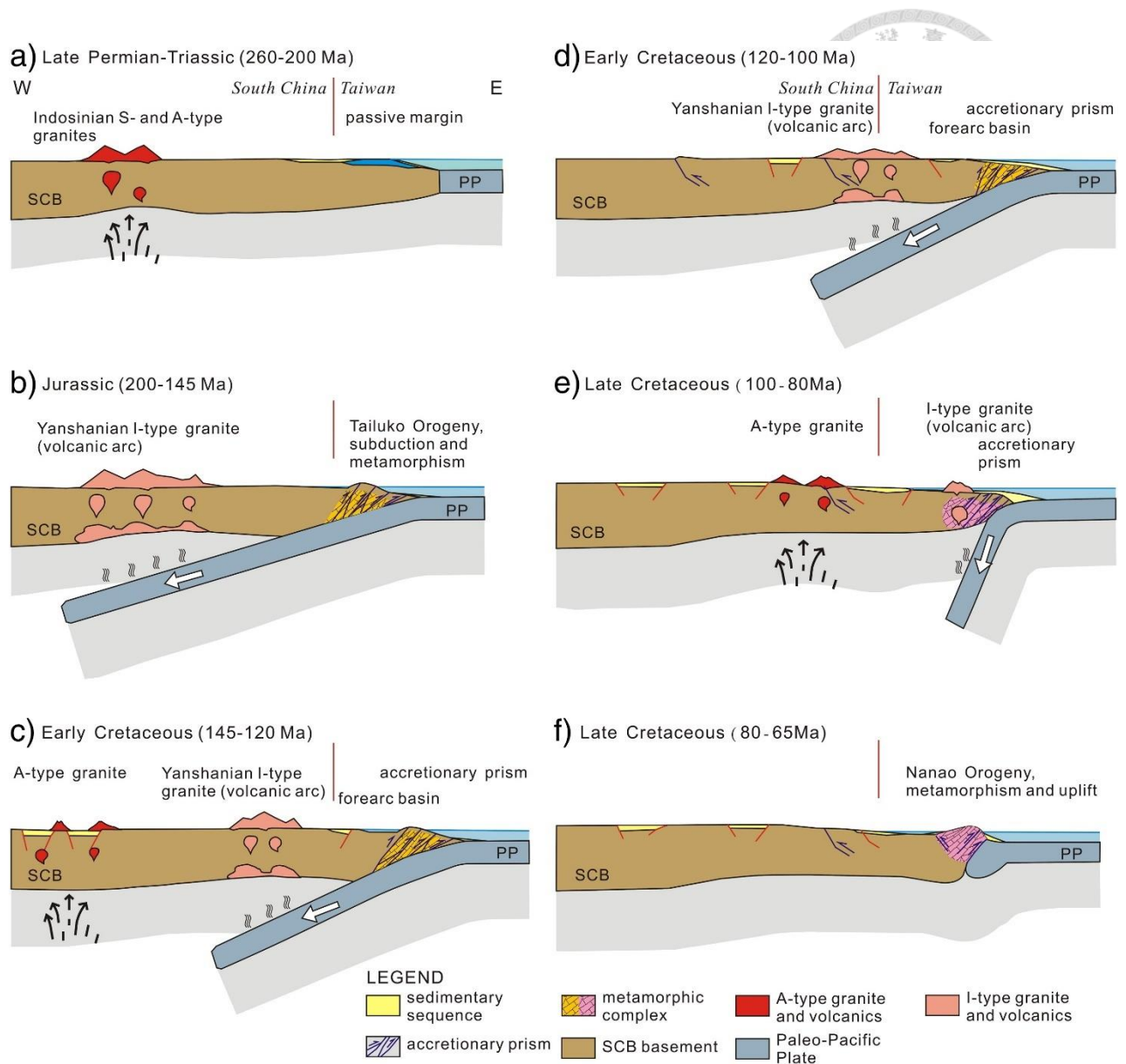


圖 1-2-1、260 Ma 至 65 Ma 臺灣地質演化史圖，(a)晚二疊紀至三疊紀(約 260-200 百萬年前)，華南板塊(Yantze Plate)東緣(臺灣)處於穩定大陸邊緣，陸棚上堆積廣泛且巨厚的石灰岩(Jahn et al., 1994)；(b, c, d, e)早侏羅紀，轉變為古太平洋板塊的向西隱沒作用(太魯閣運動)，華夏板塊上形成寬約 500 公里的火山弧。隨著隱沒角度逐漸變陡，隱沒帶朝東後退，火成弧逐漸向東遷移；(e)晚白堊紀，火山弧遷移至臺灣。(f)晚白堊紀末，隱沒停止，深埋變質的增積岩體抬升隆起，也就是所謂的南澳運動，使臺灣逐漸抬升。(Chen et al., 2016)

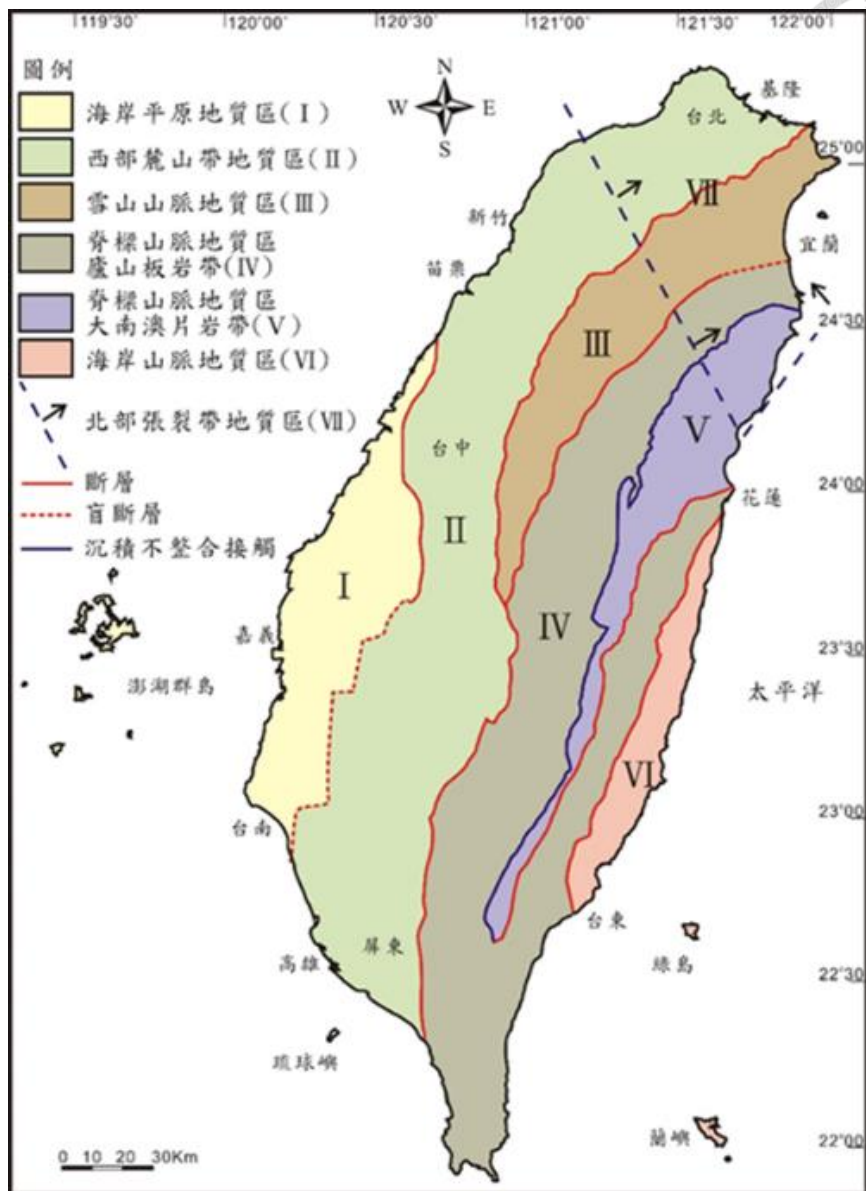


圖 1-2-2、臺灣地質分區圖，分為六區，由西到東為，海岸平原、西部麓山帶、雪山山脈、脊樑山脈廬山板岩帶、脊樑山脈大南澳片岩帶、海岸山脈 (陳文山，2016)。

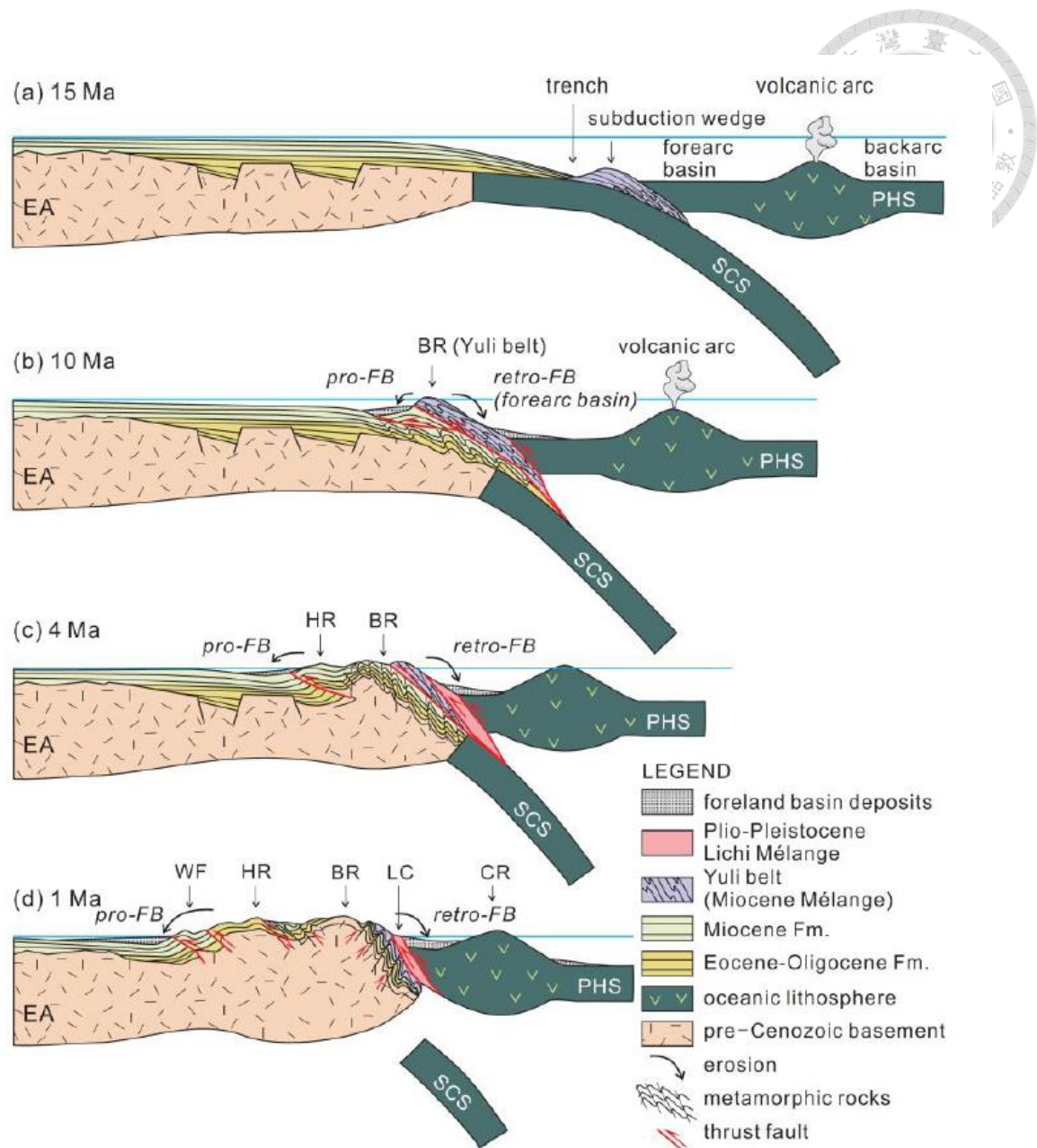
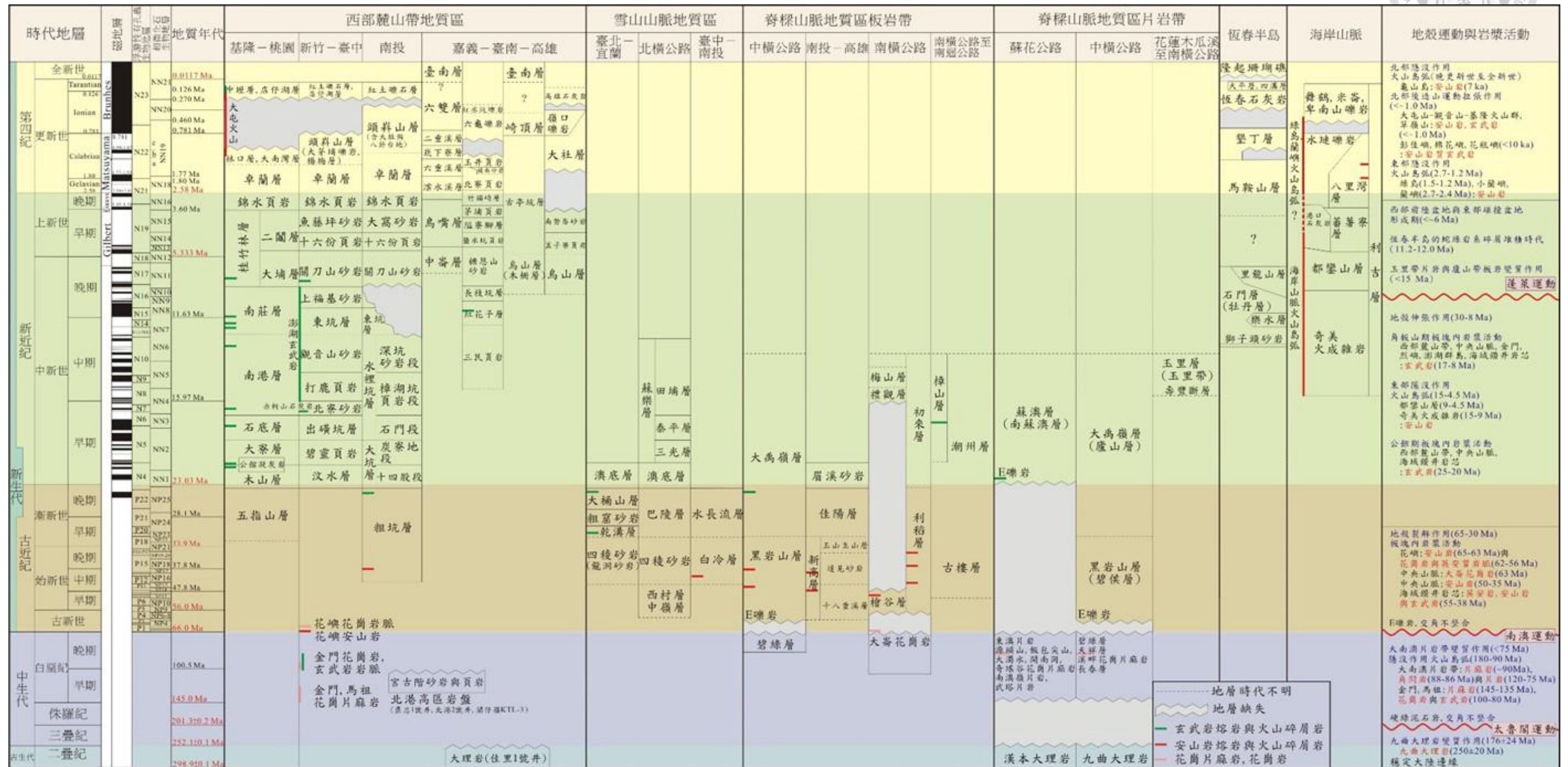


圖 1-2-3、15 Ma 至 1 Ma 臺灣地質構造演化史圖，(a)在一千五百萬年前，南中國海板塊停止張裂，同時期朝東隱沒至菲律賓海板塊下，形成尚未出露海面的海岸山脈和北呂宋火山島弧，(b)晚中新世，海岸山脈火山島弧逐漸接近歐亞板塊，並碰撞擠壓而隆起形成山脈。蓬萊造山運動最早發生於東部的脊樑山脈(12 Ma)，(c)持續向西遷移形成雪山山脈(6 Ma)，以及西部麓山帶(~2 Ma) (Chen et al., 2019)。(d)南中國海板塊脫離歐亞板塊，而歐亞板塊和菲律賓海板塊持續擠壓碰撞，使恆春半島至約 1.6 Ma 開始隆起。



表 1-2-1、臺灣地質年代地層的分類總整(陳文山，2016 年)。



1-3 文獻回顧

臺灣岩石的熱導係數研究文獻不多，Liu (1966) 利用 3 口西部麓山帶油氣井的岩心，測量其擴散係數、密度和熱容量得到熱導係數分別為 5.18、6.66 和 7.69 mcal/(cm·s·°C)；Chou and Lin (1978) 使用岩石熱導係數與速度的經驗式 $K=1.02+1.24 V_{\text{int}}$ (V_{int} 為間隔速度)，從 11 口油氣井的岩層速度估算熱導係數為 3.81~6.55 mcal/(cm·s·°C) (表 1-3-1)，平均 $5.33 \text{ kcal}/(\text{m}\cdot\text{hour}\cdot^\circ\text{K}) = 6.19879 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 。

表 1-3-1、前人研究之熱導係數

Hole name	Location		T.G.	K	Heat Flow	Source of Data
			°C/km	mcal/(cm·s·°C)	10 ⁻⁶ cal/(cm ² ·s)	
CL11	120°12'	23°10'	26.20	5.48	1.44	1
CHK124	120°52'	24°23'	34.29	5.99	2.05	1
CS76	120°58'	24°36'	36.00	6.55	2.36	1
CT8	120°57'	24°49'	36.68	5.69	2.09	1
MLN	120°49'	23°36'	31.54	5.64	1.78	1
PCCI	120°18'	23°23'	31.25	5.26	1.64	1
PS8	121°07'	24°46'	34.88	4.95	1.77	1
R38	120°57'	24°36'	44.5	5.18	2.30	2
TCS36	120°30'	24°24'	36.95	5.62	2.07	1
TCS4	120°45'	24°24'	33.3	6.66	2.22	2
TH1	120°44'	24°27'	30.6	7.69	2.35	2
THS1	120°12'	23°41'	34.21	3.81	1.30	1
WG1	120°22'	23°57'	30.08	4.66	1.40	1
YHS11	121°00'	24°42'	24.88	4.95	2.02	1

Source of data: 1 = Chou et al., 1983 , 2 = Liu, 1996

另外，也有用統計上岩性與熱導係數的分布，以區域性岩性的組成預估其熱導係數，例如 Wu et al. (2013) 研究西部麓山帶淺層地殼熱結構時，以其岩性的組成直接預估其熱導係數。其他也有用岩石物理參數如孔隙率、滲透率、密度、導電度等，進行熱導係數的推算，例如 Zhao et al. (2019) 在研究中國北部灣內福山盆地的地熱異常特徵時，即用岩石物理性質參數來模擬熱導係數。

國外對於熱導係數研究較多，基本上對於熱導係數的研究都有大致相同的方法，Ramstad et al. (2015) 於野外露頭採集 1398 個挪威奧斯陸的岩石樣本後，帶回實驗室鑽取樣本岩心，接著使用儀器測量熱導係數，測量結果樣本的中位數為 $2.62 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ，最大值為石英岩和變質砂岩 ($\sim 6.88 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，最低值為角礫岩 ($\sim 1.00 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，變質岩和沉積岩的熱導係數變化最大，而該研究使用各地層樣本測量值的中位數取平均來代表該地質單元，統計畫出各地層之盒鬚圖(box plot)，最後繪製奧斯陸熱導係數搭配上地質圖，並表示熱導係數圖能作為地熱能發展的良好基礎。

Blázquez et al. (2017) 一樣於野外露頭採集 15 種西班牙阿維拉岩石樣本，並帶回實驗室鑽取樣本岩心，接著每個樣本測量三次取平均得到該樣本的熱導係數值，將同種岩性內所計算出各個樣本平均值，再次加總平均，得到該岩性的熱導係數，測量結果最高值為石英岩、板岩、片岩，而花崗岩、石英二長岩、片麻岩的標準差最大，最後依據地質圖的岩性分類給予色階來表示熱導係數之高低，也同樣表示熱導係數圖可建立地熱發電在設計和執行上重要的基礎。

Barry-Macaulay et al. (2013) 於實驗室內測量澳洲墨爾本土壤及三種岩石樣本的熱導係數與密度、飽和度、礦物組成、非均向性(anisotropy)的關係，測量結果土壤樣本水分含量上升熱導係數會增加。理論上，飽和度較高的樣本其熱導係數應該會比飽和度低的樣本高，因為飽和度高表示其孔隙被水填滿(濕岩樣)，而水的熱導係數($0.6 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)比空氣的熱導係數($\sim 0.024 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)來得高，因此，高飽和度岩樣常有較高的熱導係數。當乾岩石樣本密度上升則熱導係數增加，然而飽和的粉砂岩和砂岩並沒有隨著密度上升而熱導係數增加，只有飽和的玄武岩樣本有隨著密度



上升而熱導係數增加，Barry-Macaulay et al. (2013) 認為結果取決於粉砂岩和砂岩的礦物組成、非均向性和密度的不同，該研究表示由於相似密度的砂岩和粉砂岩測量到的熱導係數差異很大，代表有除了密度以外的因素影響到熱導係數，其研究的樣本是從許多不同地點、鑽井和深度採集的，因此每個樣本都是獨一無二的且可能有不同的礦物組成和組織，並且指出 Jones (2003) 發現影響熱導係數的主要因素為礦物組成，還有非均向性、孔隙率和溫度等其他因素；接著該研究進行非均向性的實驗，使用粉砂岩當做測量目標，發現越接近平行測量樣本熱導係數會越高，最後指出石英為影響樣本熱導係數的主要礦物，即使不同的密度或是層理角度都只要石英含量增加其熱導係數就會增加，最後該研究表示對墨爾本地區岩石和土壤的熱性質有了新的認識並提供對墨爾本地區地下熱構造研究計畫的寶貴資源。

從文獻回顧可以發現，尋求地層或是岩石的熱導係數雖然可以從岩石的速度或其物理參數推估，但這些都是基於統計或經驗的試算結果，大多數國外的文獻依舊是選擇經由直接量測岩石樣本，如此獲得的熱導係數，能更為接近真實地層或岩石的熱導係數，因此，本研究選擇參照國外文獻的做法，成為臺灣少數現地採集樣本並測量，來獲得臺灣地層的岩石熱導係數的研究。



第二章、研究方法

熱導係數可利用熱導係數測量儀器，直接測量岩石樣本獲得，或是假設岩石物理參數，進行模擬得到(Zhao et al., 2019)，本研究選擇進行野外作業，採集岩心、岩石樣本於實驗室測量熱導係數。測量過程包括樣本採集、拍照記錄、切割和磨平後處理、熱導係數測儀(使用 ISOMET 2104 儀器)，最後統計各地岩石樣本的熱導係數數據，並進行各地層熱導係數的討論(圖 2)。

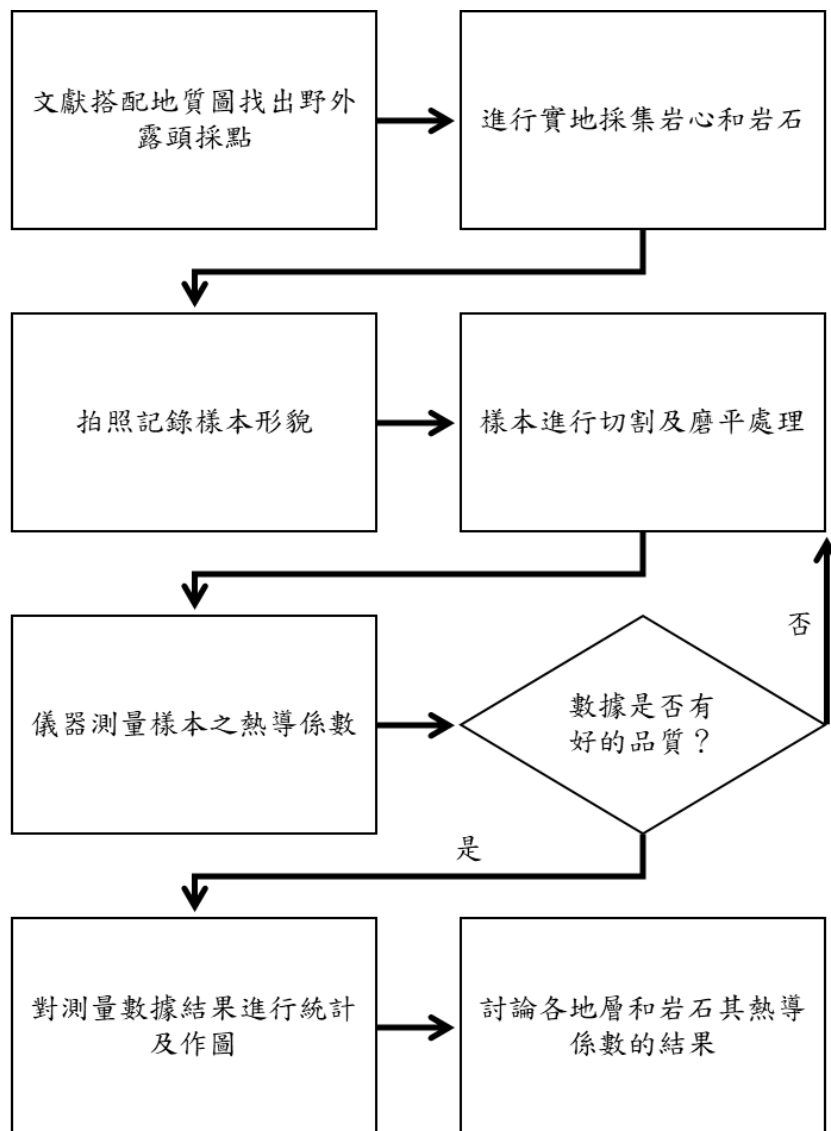


圖 2、本研究流程圖。

2-1 採集位置



本研究的樣本目標為臺灣主要地層，因此首先查閱臺灣地層的分類(陳文山，2016)，定義在地質區內由老到年輕且常見地層為主要地層，並且依照文獻中對於地層標準露頭或是露頭的位置，再搭配上地質圖，設定目標地層的採點位置，例如根據文獻，恆春半島地質區內里龍山層的標準露頭是在屏東縣獅子鄉竹坑，所以設定該位置為採點。還有一些需要考慮的因素，像是安全性、採集效率，所以到了設定採點的現場，要先注意周圍有無落石，確保工作時的安全，並因一個採點若要鑽取岩心，工作時間需約 1~2 小時，甚至更長，為了增加取樣效率，採樣點盡量選在道路旁的露頭，或是能夠快速到達的溪谷露頭，二者皆會出露較為新鮮的露頭面，然後挑選跟構造垂直、能穿越較多種地層的路線，以便能短時間內取得更多的樣本。

圖 2-1-1 為本研究於臺灣所有的採樣點分佈圖，可見研究的採點盡可能地選在諸多橫貫公路上，是因為橫貫公路切穿地質區，公路兩側有新鮮露頭，沿路可有效率地採集樣本，像是在北橫和北宜公路兩側，貫穿西部麓山帶和雪山山脈地質區，可採集始新世至中新世地層的樣本，岩性以砂岩和硬頁岩為主；中橫公路的兩側，貫穿脊樑山脈地質區，其在太魯閣國家公園內有臺灣古生代二疊紀到新生代中新世地層的露頭，岩石種類眾多，是提供岩石樣本的最佳場所之一，因此在這一帶取樣，可獲得多種岩類樣本；南橫公路兩側亦可以採集脊樑山脈地質區和南部西部麓山帶地層的樣本；橫貫海岸山脈公路兩側，可採集海岸山脈地質區的地層樣本，樣本以安山集塊岩、礫岩、砂岩和泥岩為主；北海岸公路則可以採集出露於北海岸的西部麓山帶露頭。

本研究執行了六次共 22 天的野外採樣(表 2-1-1)，採集 40 個臺灣主要地層總共 101 個岩心或是岩石樣本及 1 個土壤樣本。

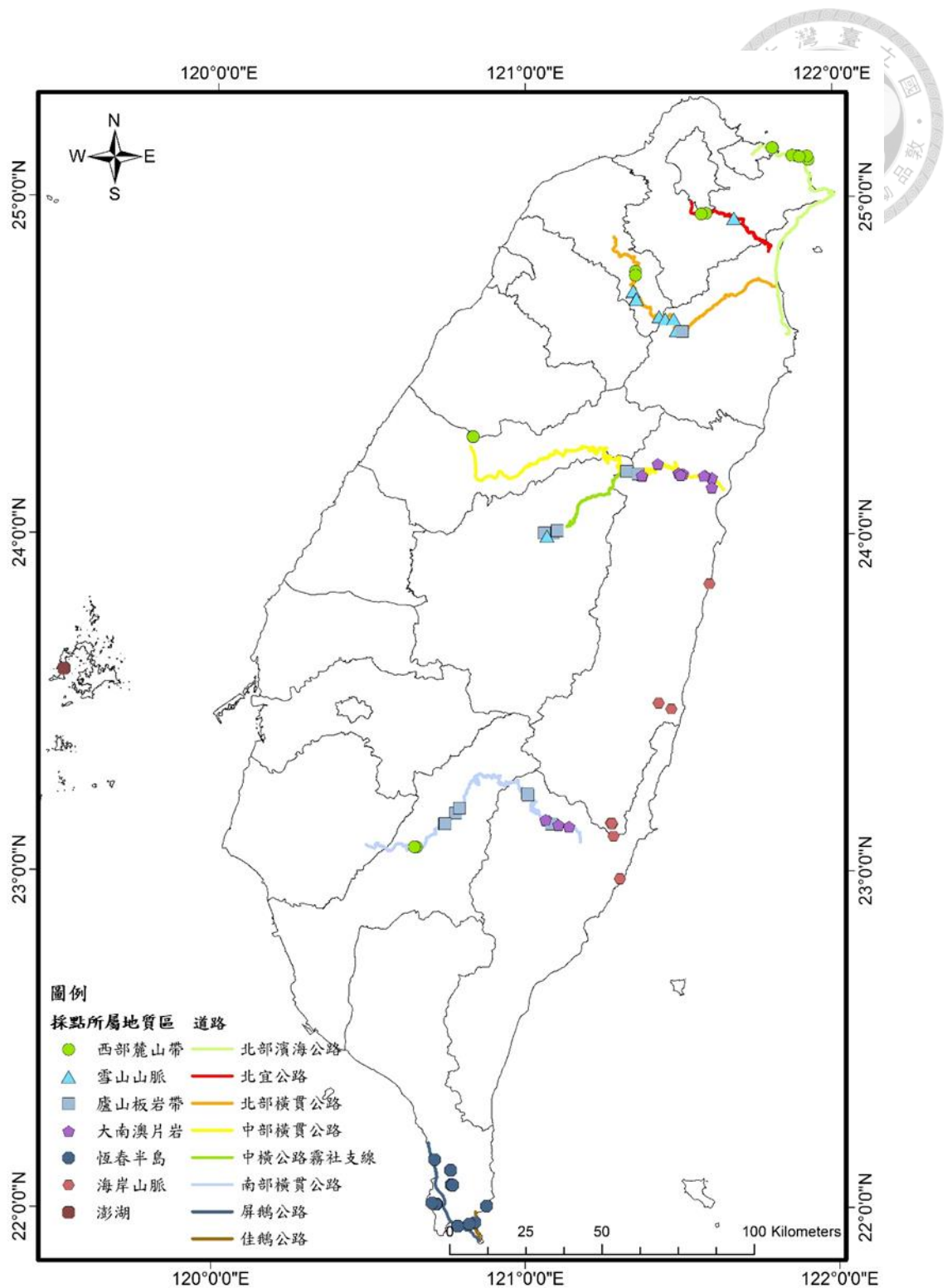


圖 2-1-1、研究採點的分佈圖，西部麓山帶採 19 個，雪山山脈採 10 個，脊樑山脈廬山板岩帶採 21 個，脊樑山脈大南澳片岩帶採 20 個，海岸山脈採 13 個，恆春半島採 18 個，澎湖採 1 個，共 102 個樣本。

表 2-1-1、六次野外的時間和地點。



名稱	時間	天數	公路	主要地點	主要目標地質區
第一次野外	2019/12/13	1	北部濱海公路	北海岸	西部麓山帶
第二次野外	2020/02/24	1	北部濱海公路	北海岸	西部麓山帶
第三次野外	2020/05/16~ 2020/05/20	5	北橫公路 北宜公路	雪山山脈	西部麓山帶 雪山山脈
第四次野外	2020/07/06~ 2020/07/10	5	中橫公路	中央山脈 (太魯閣國家公園)	脊樑山脈 西部麓山帶
第五次野外	2020/08/17~ 2020/08/21	5	南橫公路 橫貫海岸山脈公路	中央山脈 海岸山脈	脊樑山脈 海岸山脈
第六次野外	2021/01/24~ 2021/01/28	5	南橫公路 屏鵝公路、佳鵝公路	中央山脈 恆春半島 (墾丁國家公園)	西部麓山帶 脊樑山脈 恆春半島

2-2 採集方式

設定完採點後，依照規畫於野外進行採集工作(圖 2-2-1)，不過由於實際上露頭可能過於風化、採集困難及安全性考量，所以視採集地點狀況決定使用如下方法一或是方法二。

方法一：若是露頭新鮮，且工作地點安全，則直接使用岩心鑽機鑽取岩心，取樣過程為：發動發電機，使用電鑽先在岩層上鑽四個孔以固定鑽機於岩層上(圖 2-2-2)，接著使用手持式岩心鑽機(圖 2-2-3)，取得直徑 6 公分、長 30 公分以內的岩心標本(圖 2-2-4)，岩心的取出方式，可使用一字起，沿鑽管造成岩心與岩壁之間的縫隙插入，接著使用錘子將一字起輕力敲擊岩心上部，岩心就會鬆動脫落，最後使用鐵絲自製的套環將岩心套出，視現場狀況，每一取樣時間約 1-2 小時。



圖 2-2-1，現場採集岩心前之規劃討論。



圖 2-2-2、架設岩心鑽機。使用電鑽在岩石表面鑽取洞孔，洞孔內放入壁虎內迫(固定用)，將鑽機機座的固定孔對準洞孔，讓鑽機牢牢固定在岩石上。



圖 2-2-3、使用岩心鑽機鑽取岩心。於高處架設水桶(必要時由另一人扛著，鑽進期間需不停供水)，打開水匣，啟動鑽機，轉動把手下壓鑽管，使鑽管向下前進。



圖 2-2-4、從鑽孔中取出岩心。於岩心鑽孔旁鑽斜向孔(箭頭)至岩心，再使用一字起子敲擊岩心，岩使心斷裂，之後用鐵絲套環將岩心取出。

方法二：當現場不易用岩心鑽機取樣時，用地質槌、錘子等工具將岩石樣本(圖 2-2-5)取回研究室，樣本大小約 20*20*20 公分 (圖 2-2-6)，每一取樣時間約 1 小時。



圖 2-2-5、使用地質槌敲擊風化露頭，取內部較為新鮮的岩石樣本。



圖 2-2-6、從露頭上採集下來的大
察層岩石樣本。

2-3 樣本處理

樣本的處理流程如附圖 2-3-1，首先將每個樣本做拍照記錄，如圖 2-3-2 和圖 2-3-3，接著使用切割機(圖 2-3-4)將樣本切出平面，由於粗糙的平面會使儀器探測器與岩樣表面存留空隙，空氣為熱的不良導體，空隙中的空氣會使熱導係數測量值偏低，導致測量上的誤差，因此，使用砂紙機(圖 2-3-5)將岩樣表面磨平，本處理依序以#80、#120、#400、#600 研磨。

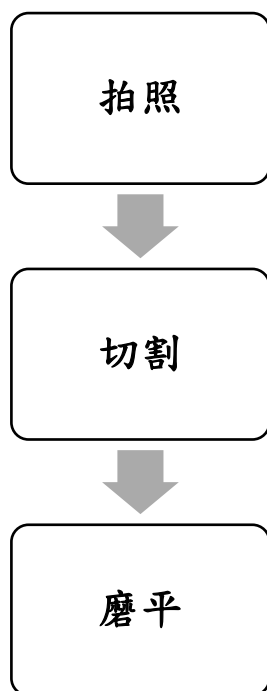


圖 2-3-2、里龍山層岩心樣本照片。

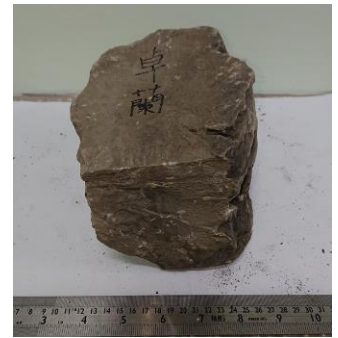


圖 2-3-3、卓蘭層岩石樣本照片。



圖 2-3-4、鑽石刀片的切割機，用作切割岩心和岩石樣本。



圖 2-3-5、砂紙機，用作磨平岩心及岩石樣本。

圖 2-3-1，樣本處理流程圖。

2-4 儀器介紹

熱導係數測量儀為一攜帶型可直接測量材料的熱導係數和熱容量的儀器(圖 2-4-1)，受測材料包括軟質泡沫或硬質如岩石、木材之類，液體及懸浮物等亦可，探測計可分兩種：第一種為針式探測計(Needle probes)，針式探測計於小孔(孔徑不可太大)插入探針，探測針深度至 80 mm 即可，此種探測計大部分用於透水性、纖維狀或軟質材料，然而，若用於硬質材料，常因硬質材料孔隙較大時需以矽油將孔隙填滿，如此會降低測試的準度；第二種為表面接觸式探測計(Surface probes)(圖 2-4-2)，表面接觸式適用於固體堅硬且表面光滑之樣本，樣本直徑至少 60 mm，樣本表面越平整越能增加其測試的準度，物質表層屬性及其內部構造差異，對測試影響很大。因本研究的樣本多為硬質岩心或岩石，所以使用表面接觸式的探測計來量測，只有大平層紅土樣本才會使用針式探測計，因為紅土為軟質材料。



圖2-4-1、本研究使用的熱導係數測量儀(ISOMET 2104)。



圖2-4-2、表面接觸式探測計及標準樣本($\sim 4.67 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)。

熱導係數測量儀的原理為：在一固定時間內對樣本施以一已知的熱量，由樣本加熱期間升高的溫度以及停止加熱後下降的溫度，以溫度變化的曲線推測樣本的熱導係數，基本上溫度變化越快者，熱導係數越高，反之，則熱導係數越低。

影響熱導係數測量儀準度(Accuracy)之因素可能有以下幾項。

1. 探測計與受測材料之接觸面。當接觸面不平整時，其空隙會導致測出的熱導係數偏低，本研究使用#600 號砂紙將樣本磨平，讓探測計盡可能貼合受測材料。

- 
2. 測量時溫度的穩定性。測量前會將實驗室內長時間控制空調溫度於 25 °C，使環境溫度及樣本溫度處於穩定的狀態。
 3. 受測材料的尺寸。本研究所採集樣本的待測面都大於探測計的測量面大小，以避免測量到空氣的問題。
 4. 受測材料的濕度。乾、濕樣本的熱導係數不一樣，本研究先量測所有乾樣本，選其中 26 個樣本泡水進行濕樣本量測。

精度(Precision)是指在一定測量條件下，對待測物的多次測量中，各測量值間的離散程度，根據 ISOMET 2104 USER'S GUIDE，當測量熱導係數區間落在 0.05-0.7 Wm⁻¹K⁻¹，重複測量每個測量值不超過 5 %的讀值+0.001 Wm⁻¹K⁻¹，當測量熱導係數區間落在 0.70-6.0 Wm⁻¹K⁻¹，重複測量每個測量值不超過 10 %的讀值，都是可以接受的精度，測量值足夠收斂，表示這台儀器測量是足夠精確的，再加上若是控制好影響準度的因素，即代表本研究的測量是具有可信度的。



2-5 施測流程

測量流程為先將儀器開機，進入主畫面後，將探測計放置在樣本上(圖 2-5-1)，按下 F2 按鈕(圖 2-5-2)，隨即儀器開始測量，為降低人為測量誤差，當每五個樣本都測量完一次後，每個樣本會再重複測量兩輪，所以每個樣本都會測量 3 次，每次測量樣本熱導係數的時間約為 8~16 分鐘，測量過程中會隨時觀察儀器是否正常運作，測量岩石樣本前會先以標準試片進行校正，每五個樣本測量完三次後，再以標準試片校正一次，以降低儀器的系統性誤差。



圖 2-5-1、熱導係數儀實際測量樣本的照片。

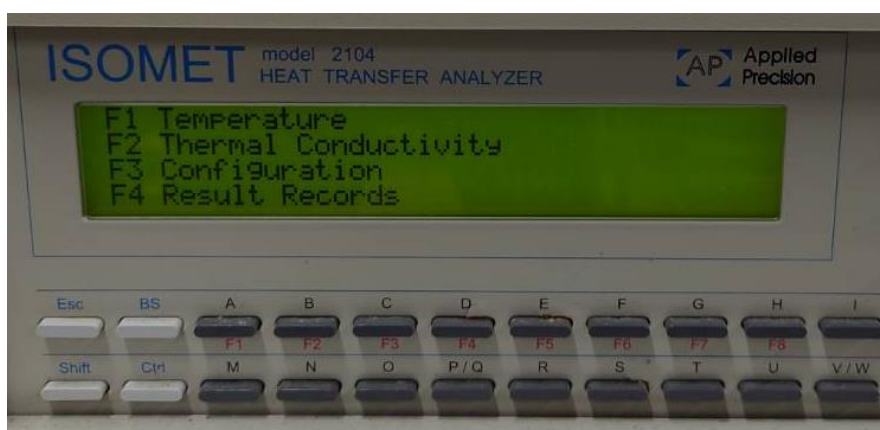


圖 2-5-2、儀器面板及按鍵。按下 F1 鍵可測量溫度，F2 鍵可測量熱導係數，F3 鍵可察看配置及設定，F4 鍵可察看測量記錄。

2-6 數據資料處理與分析方式



每個樣本測量三次並取其平均值視為該樣本之熱導係數值，目的是降低測量的誤差，先是統計所有樣本的最大最小值、平均值、中位數、標準差，做出所有樣本熱導係數的長條圖(圖 3-1-1)，接著於 GMT 程式中，將每個樣本所測得熱導係數值標記於臺灣地圖上，可得到本研究於臺灣測量熱導係數的成果(圖 3-1-2)，然後透過不同分類來建立圖表作結果展示，分別依據地質年代與地質分區、地理區域和岩性，來展現與熱導係數的關係。

第一步，透過地質圖、文獻和過往對岩石種類的基礎知識來判斷每個樣本的岩性，接著將每個地層當中同一種岩性的樣本測量值取中位數，即可以得到代表每個地層中同種岩性的熱導係數值，並依據陳文山(2016)臺灣地質年代地層的分類總整(表 1-2-1)，對所採集到的地層加上熱導係數值，並按照地質區和地質年代分類做表格(表 3-2-1)，可發現臺灣各個地質區中導熱最佳和最差的地層岩石種類；將年代為橫軸，熱導係數為縱軸作圖(圖 4-1-1)，可發現臺灣年代老少是否與熱導係數有正相關或負相關並探討可能影響的因素，同時分析年代和地質區與熱導係數的關係(圖 4-1-2)。

第二步，使用 ArcGIS 軟體，把地質圖中有熱導係數值的地層顯示出來(圖 3-4-1、圖 3-4-2)，就可以探討地理區域與熱導係數的關係，發現臺灣島的熱導係數大致分布，並分析造成熱導係數區域性差異的原因。

第三步，將相近岩性的樣本分類，並取平均值和中位數，即可以統計出臺灣相近岩性中，熱導係數範圍、平均值和中位數(表 3-5-1)，和三大岩類的平均值、中位數和標準差(表 3-5-2、表 3-5-3、表 3-5-4)，並探討臺灣岩性與熱導係數的關係，哪種岩性導熱能力最好，哪種最差，以及三大岩類中導熱性質差距何種最大和最小，其可能的原因是什麼。

第四步，同樣使用 ArcGIS 軟體，把 Wu et al. (2013)的熱導係數值疊上本研究

有熱導係數的地質圖(圖 4-3-1)，先從地質圖上來看明顯有差別的點，查其經緯度和熱導係數值對應到地質圖上的哪個地層，再來與本研究的地層熱導係數值進行比較，可說明過往對該地層的熱流，是高估還是低估，是否存在重新量測的必要性。

最後一步，將統計出臺灣各類岩性之熱導係數範圍和平均值與文獻中熱導係數比較差異(表 4-3-2)，透過岩石熱傳導理論中，影響熱導係數的原因(礦物組成、非均向性、孔隙率)，來探討可能相同或是不同的原因為何。

第三章、結果



3-1 樣本測量結果

本章節為展示本研究整體熱導係數測量結果，並做簡單的統計，本研究總計測量 101 個岩心及岩石樣本，以及 1 個土壤樣本，共 102 個樣本數據(表 3-1-1、表 3-1-2)，在 102 個樣本中，最高值為 $5.39 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ，最低值為 $0.33 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ，平均值為 $2.25 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ，中位數 $2.11 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ，標準差為 $0.93 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 。

若是以熱導係數每隔 $0.2 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 做樣本個數的分布統計分析(圖 3-1-1)，則以 $2.0\sim 2.2 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 有 15 個的樣本數最多， $4.0\sim 4.4 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 、 $4.6\sim 4.8 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 以及 $0.2 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 以下沒有樣本， $1.2\sim 1.6 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 的樣本合計只有 5 個，在分佈圖上有明顯偏少的現象。一般岩石的熱導係數大都可超過 $1.00 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ (Ramstad et al., 2015)，本研究有 6 個樣本的熱導係數小於 $1.00 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ，可能是岩石中的裂隙或顆粒間的孔隙所造成，或者樣本中含熱導係數較低的黏土礦物。

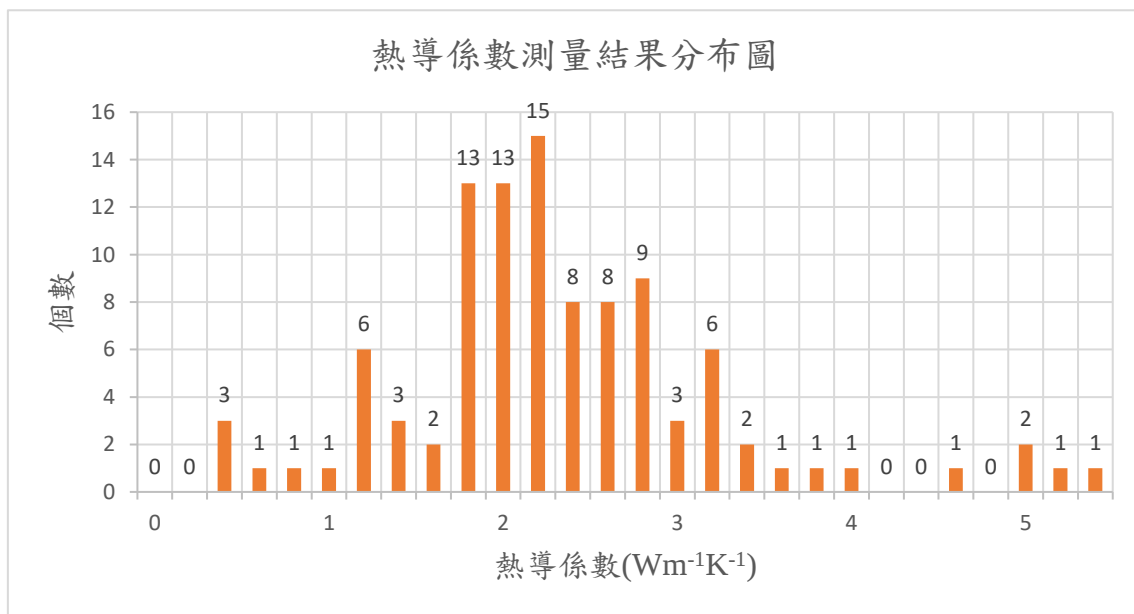


圖 3-1-1、熱導係數測量結果分布圖。橘色長條圖為數值區間內(每一區間間隔為 $0.2 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)樣本的個數。

表 3-1-1、岩心樣本經緯度座標與平均熱導係數。

編號	岩心樣本名稱(地質區_地層_岩性_採集位置_日期_該地層數量)	經度	緯度	平均熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)
1	西部麓山帶_蚊子坑層_硬頁岩_北濱_20200224_01	121.92119	25.11089	2.01
2	西部麓山帶_木山層_砂岩_北橫_20200516_01	121.35866	24.78112	3.38
3	西部麓山帶_木山層_砂岩_北橫_20200516_02	121.35826	24.76986	3.09
4	西部麓山帶_南港層_泥質砂岩_北濱_20200224_01	121.88601	25.12214	1.82
5	西部麓山帶_南莊層_砂岩_北濱_20200224_01	121.86906	25.12363	1.33
6	西部麓山帶_長枝坑層_頁岩_南橫_20210124_01	120.65018	23.07216	2.17
7	西部麓山帶_長枝坑層_頁岩_南橫_20210124_02	120.65005	23.07177	2.07
8	西部麓山帶_桂竹林層二鬮段_泥質砂岩_北濱_20200224_01	121.91693	25.12120	1.85
9	西部麓山帶_桂竹林層大埔段_泥質砂岩_北濱_20200224_01	121.89279	25.11947	1.59
10	雪山山脈_西村層_硬頁岩_北橫_20200517_01(平行)	121.45478	24.63946	2.45
11	雪山山脈_四稜砂岩_石英砂岩_北橫_20200517_01	121.43442	24.64661	5.39
12	雪山山脈_乾溝層_硬頁岩_北橫_20200517_01	121.49075	24.60501	2.44
13	雪山山脈_大桶山層_硬頁岩_北橫_20200516_01	121.34920	24.71815	2.90
14	雪山山脈_大桶山層_硬頁岩_北橫_20200516_02(平行)	121.35106	24.72326	1.97
15	雪山山脈_粗窟砂岩_砂岩_北宜_20200518_01	121.67879	24.93806	3.08

編號	岩心樣本名稱(地質區_地層_岩性_採集位置_日期_該地層數量)	經度	緯度	平均熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)
16	脊樑山脈_廬山板岩帶_黑 岩山層_板岩_中橫 _20200708_01	121.36432	24.17985	2.44
17	脊樑山脈_廬山板岩帶_利 稻層_板岩_南橫 _20200820_01	121.08378	23.14065	3.52
18	脊樑山脈_廬山板岩帶_古 樓層_板岩_南橫 _20200820_01	121.00793	23.22742	2.03
19	脊樑山脈_廬山板岩帶_古 樓層_板岩_南橫 _20200820_02(平行)	121.00752	23.23097	2.11
20	脊樑山脈_廬山板岩帶_大 禹嶺層_板岩_中橫 _20200708_01	121.32789	24.18729	2.77
21	脊樑山脈_廬山板岩帶_樟 山層_板岩_南橫 _20210125_01	120.73980	23.13920	1.78
22	脊樑山脈_廬山板岩帶_廬 山層_板岩_南橫 _20210125_03	120.77658	23.17343	2.10
23	脊樑山脈_廬山板岩帶_廬 山層_砂岩_南橫 _20210125_04	120.78865	23.18755	3.01
24	脊樑山脈_大南澳片岩帶_ 九曲大理岩_中橫 _20200706_01	121.60310	24.16758	1.92
25	脊樑山脈_大南澳片岩帶_ 九曲大理岩_中橫 _20200706_02	121.60306	24.13904	1.88
26	脊樑山脈_大南澳片岩帶_ 長春層_天長大理岩_中橫 _20200709_03	121.37812	24.17380	2.75

編號	岩心樣本名稱(地質區_地層_岩性_採集位置_日期_該地層數量)	經度	緯度	平均熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)
27	脊樑山脈_大南澳片岩帶_長春層_白楊片岩_中橫_20200707_01	121.50232	24.17690	1.71
28	脊樑山脈_大南澳片岩帶_長春層_白楊片岩_中橫_20200707_02	121.42871	24.20943	2.58
29	脊樑山脈_大南澳片岩帶_得克利片麻岩_中橫_20200706_01	121.58135	24.17456	2.21
30	脊樑山脈_大南澳片岩帶_得克利片麻岩_中橫_20200706_02	121.57788	24.17308	1.91
31	脊樑山脈_大南澳片岩帶_天祥層_谷園片岩_中橫_20200707_01	121.51027	24.17999	1.79
32	脊樑山脈_大南澳片岩帶_天祥層_谷園片岩_中橫_20200707_02	121.49566	24.18195	1.67
33	脊樑山脈_大南澳片岩帶_天祥層_谷園片岩_中橫_20200707_03	121.49668	24.18192	2.75
34	脊樑山脈_大南澳片岩帶_天祥層_石英雲母片岩_南橫_20200819_04	121.07563	23.15057	2.21
35	脊樑山脈_大南澳片岩帶_天祥層_石英雲母片岩_南橫_20200820_05	121.06496	23.15255	2.25
36	脊樑山脈_大南澳片岩帶_碧綠層_千枚岩_中橫_20200708_01	121.37008	24.17769	2.72
37	脊樑山脈_大南澳片岩帶_碧綠層_石英岩_中橫_20200709_02	121.37233	24.17722	3.97



編號	岩心樣本名稱(地質區_地層_岩性_採集位置_日期_該地層數量)	經度	緯度	平均熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)
38	脊樑山脈_大南澳片岩帶_玉里層_雲母片岩_南橫_20200819_01	121.14057	23.13345	2.69
39	脊樑山脈_大南澳片岩帶_玉里層_石英雲母片岩_南橫_20200819_02	121.14014	23.13324	2.45
40	海岸山脈_都鑾山層_安山岩_花 64 縣道_20200818_01	121.46981	23.48091	2.05
41	海岸山脈_蕃薯寮層_砂岩_台 23 省道_20200821_01	121.27867	23.14034	1.38
42	海岸山脈_八里灣層_礫岩_台 23 省道_20200818_01	121.30338	22.97755	1.78
43	海岸山脈_八里灣層_泥岩_台 23 省道_20200821_02	121.28323	23.10432	1.83
44	恆春半島_里龍山層_砂岩_竹坑_20210127_01	120.71036	22.14484	2.80
45	恆春半島_樂水層_砂岩_佳樂水_20200126_01	120.87706	22.00672	2.36
46	恆春半島_恆春石灰岩_石灰岩_風吹砂_20210126_01	120.83980	21.95769	0.94
47	恆春半島_恆春石灰岩_石灰岩_社頂_20210126_02	120.82195	21.95335	1.88

表 3-1-2、岩石樣本經緯度座標與平均熱導係數。

編號	岩石樣本名稱(地質區_地層_岩性_採集位置_日期_該地層數量)	經度	緯度	平均熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)
48	西部麓山帶_大寮層_砂岩_潮境公園_20191213_01	121.80449	25.14679	1.11
49	西部麓山帶_大寮層_砂岩_潮境公園_20191213_02	121.80393	25.14684	1.10

編號	岩石樣本名稱(地質區_地層_岩性_採集位置_日期_該地層數量)	經度	緯度	平均熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)
50	西部麓山帶_大寮層_泥岩_潮境公園_20191213_03_03	121.80452	25.14685	1.77
51	西部麓山帶_大寮層_泥岩_潮境公園_20191213_04	121.80444	25.14656	1.78
52	西部麓山帶_大寮層_砂岩_北宜_20200518_05	121.57185	24.95075	2.11
53	西部麓山帶_石底層_砂岩_北宜_20200518_01	121.58714	24.95266	1.70
54	西部麓山帶_長枝坑層_砂岩_南橫_20210124_03	120.64389	23.07241	2.95
55	西部麓山帶_卓蘭層_砂岩_卓蘭峽谷_20200710_01	120.83123	24.29068	2.20
56	西部麓山帶_卓蘭層_砂岩_卓蘭峽谷_20200710_02	120.83052	24.29162	2.44
57	西部麓山帶_卓蘭層_砂岩_卓蘭峽谷_20200710_03	120.83165	24.29031	2.20
58	雪山山脈_四稜砂岩_變質砂岩_北橫_20200517_02	121.48162	24.63986	5.03
59	雪山山脈_乾溝層_硬頁岩_台 14 線_20200710_03	121.07011	23.99600	2.20
60	雪山山脈_澳底層_砂岩_北橫_20200516_01	121.36040	24.69960	3.20
61	雪山山脈_澳底層_砂岩_北橫_20200516_02	121.36098	24.69921	3.15
62	脊梁山脈_廬山板岩帶_佳陽層_板岩_台 14 線_20200710_01	121.08989	24.00496	2.36
63	脊梁山脈_廬山板岩帶_佳陽層_變質砂岩_台 14 線_20200710_02_01	121.06169	24.00480	3.08
64	脊梁山脈_廬山板岩帶_佳陽層_板岩_台 14 線_20200710_03	121.06242	24.00477	2.33

編號	岩石樣本名稱(地質區_地層_岩性_採集位置_日期_該地層數量)	經度	緯度	平均熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)
65	脊樑山脈_廬山板岩帶_古樓層_板岩_南橫 _20200820_03	121.00792	23.22740	2.32
66	脊樑山脈_廬山板岩帶_眉溪砂岩_砂岩_台 14 線 _20200710_01	121.10322	24.01178	5.00
67	脊樑山脈_廬山板岩帶_眉溪砂岩_砂岩_台 14 線 _20200710_02	121.10395	24.01164	4.57
68	脊樑山脈_廬山板岩帶_眉溪砂岩_砂岩_台 14 線 _20200710_03	121.10279	24.01206	4.83
69	脊樑山脈_廬山板岩帶_廬山層_板岩_排骨溪 _20200517_01	121.50913	24.60221	2.65
70	脊樑山脈_廬山板岩帶_廬山層_板岩_中橫 _20200708_02	121.30036	24.19996	2.16
71	脊樑山脈_廬山板岩帶_樟山層_枕狀熔岩_南橫 _20210125_02	120.74279	23.14215	1.67
72	脊樑山脈_廬山板岩帶_樟山層_枕狀熔岩_南橫 _20210125_03	120.74269	23.14201	1.74
73	脊樑山脈_大南澳片岩帶_九曲大理岩_南橫 _20200820_03	121.10615	23.13844	3.37
74	脊樑山脈_大南澳片岩帶_九曲大理岩_南橫 _20200820_04	121.10624	23.13844	2.67
75	脊樑山脈_大南澳片岩帶_九曲大理岩_南橫 _20200820_05	121.10640	23.13838	2.70

編號	岩石樣本名稱(地質區_地層_岩性_採集位置_日期_該地層數量)	經度	緯度	平均熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)
76	脊樑山脈_大南澳片岩帶_九曲大理岩_南橫_20200820_06	121.10625	23.13844	2.33
77	脊樑山脈_大南澳片岩帶_長春層_天長大理岩_中橫_20200708_04	121.37759	24.17525	2.11
78	脊樑山脈_大南澳片岩帶_天祥層_雲母片岩_南橫_20200819_06	121.06505	23.15385	2.42
79	海岸山脈_都鑾山層_安山岩_花 64 縣道_20200818_02	121.46980	23.48121	2.17
80	海岸山脈_都鑾山層_鰲溪再積火山碎屑岩_台 23 省道_20200821_03	121.27779	23.14260	1.14
81	海岸山脈_都鑾山層_鰲溪再積火山碎屑岩_台 23 省道_20200821_04	121.27776	23.14261	1.20
82	海岸山脈_都鑾山層_鰲溪再積火山碎屑岩_台 23 省道_20200821_05	121.27779	23.14255	1.15
83	海岸山脈_都鑾山層_石門火山角礫岩_台 23 省道_20200821_06	121.27490	23.14333	1.12
84	海岸山脈_八里灣層_水璉礫岩_礫岩_台 11 省道_20200817_01	121.59439	23.85255	3.00
85	海岸山脈_八里灣層_水璉礫岩_礫岩_花 64 縣道_20200818_02	121.42939	23.49904	3.73
86	海岸山脈_八里灣層_水璉礫岩_礫岩_花 64 縣道_20200818_03	121.42935	23.49888	1.28

編號	岩石樣本名稱(地質區_地層_岩性_採集位置_日期_該地層數量)	經度	緯度	平均熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)
87	海岸山脈_八里灣層_礫岩_台 23 省道_20200818_05	121.30303	22.97783	1.72
88	恆春半島_石門層_礫岩_石門古戰場_20210127_01	120.76223	22.11247	2.03
89	恆春半島_石門層_礫岩_石門古戰場_20210127_02	120.76269	22.11281	1.96
90	恆春半島_馬鞍山層_泥質砂岩_20210128_02	120.78433	21.94715	0.37
91	恆春半島_馬鞍山層_泥質砂岩_20210128_03	120.78441	21.94654	0.40
92	恆春半島_墾丁層_泥岩_保力溪_20210127_01	120.76384	22.06968	1.78
93	恆春半島_墾丁層_泥岩_保力溪_20210127_02	120.76403	22.06967	1.88
94	恆春半島_墾丁層_泥岩_保力溪_20210127_03	120.76821	22.06861	1.98
95	恆春半島_墾丁層_泥岩_保力溪_20210127_04	120.76841	22.06852	1.87
96	恆春半島_墾丁層_泥岩_保力溪_20210127_05	120.76880	22.06848	1.75
97	恆春半島_萬里桐石灰岩_石灰岩_四溝_20210128_01	120.71637	22.01239	2.54
98	恆春半島_萬里桐石灰岩_石灰岩_四溝_20210128_02	120.71573	22.01253	1.95
99	恆春半島_四溝層_泥質砂岩_四溝_20210128_01	120.71733	22.01223	0.63
100	恆春半島_四溝層_泥質砂岩_四溝_20210128_02	120.71713	22.01225	0.60
101	恆春半島_大平層_紅土_20210128_01	120.70354	22.01535	0.33
102	澎湖_玄武岩_三石壁_20210426_01	119.51461	23.59684	1.52

使用 GMT 程式繪圖，可以把各樣本的熱導係數以色階標記在臺灣地圖上 (圖 3-1-2)，以此來展示本研究於臺灣測量到的熱導係數成果。

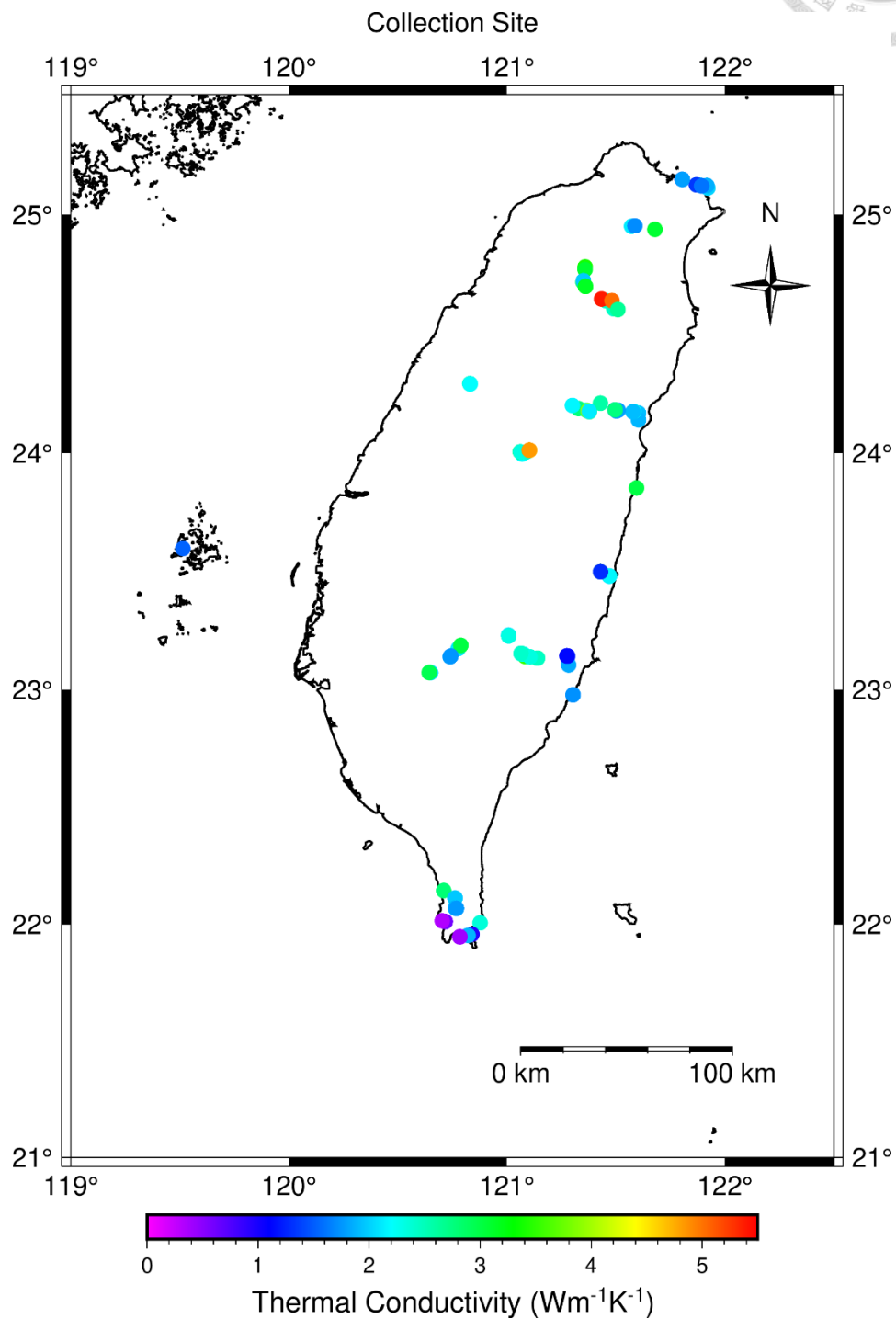


圖 3-1-2、採樣點之岩樣熱導係數。越紅色表示熱導係數越大，越紫色熱導係數越小。

3-2 地質年代與熱導係數



深埋的地層受到壓密作用影響，隨著深度的增加，孔隙率下降，岩石導熱能力會提升(Beardsmore and Cull, 2001)，因此本研究預期年代較老地層的熱導係數應較大，為了印證及討論這個預期，本研究將每個樣本所屬地質區和地質年代進行岩性分類(表 3-2-1)，由於本研究認為岩性決定地層的熱導係數，又避免各地層中岩性的極端值造成岩性的平均值無法確切反映實際值，因此各個地層當中的岩性熱導係數以該地層岩性樣本熱導係數的中位數表示，而地層的熱導係數以該地層當中的各岩性中位數熱導係數的平均值表示(Ramstad et al., 2015)。

分類結果，西部麓山帶最高值為中新世早期木山層砂岩($\sim 3.24 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，最低值為中新世早期大寮層砂岩($\sim 1.11 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，雪山山脈最高值為始新世四稜砂岩($\sim 5.21 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，最低值為漸新世乾溝層硬頁岩($\sim 2.32 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，脊樑山脈廬山板岩帶最高值為中新世早期眉溪砂岩($\sim 4.83 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，最低值為中期中新世樟山層枕狀熔岩($\sim 1.71 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，脊樑山脈大南澳片岩帶最高值為白堊紀晚期碧綠層石英岩($\sim 3.97 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，最低值為白堊紀早期得克利片麻岩($\sim 2.06 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，海岸山脈最高值為中新世晚期都鑾山層安山集塊岩 ($\sim 2.11 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，最低值為中新世晚期都鑾山層石門火山角礫岩($\sim 1.12 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，恆春半島最高值為中新世晚期里龍山層砂岩 ($\sim 2.80 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，最低值為上新世馬鞍山層泥質砂岩($\sim 0.39 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)。

以各地質區內地層的最高最低值比較結果，除了脊樑山脈外，其他地質區導熱能力最好的地層其年代都比導熱能力最差的地層老，這是否表示年代老的地層比年代年輕的地層更容易導熱，會在 4-1 節進行更進一步的討論。

表 3-2-1、地質年代與熱導係數表，表格中地層後面的數字即為該地層之熱導係數值，單位為 Wm⁻¹K⁻¹。岩心及岩石樣本中最高值為四稜砂岩的 5.21 Wm⁻¹K⁻¹，最低值為馬鞍山層的 0.39 Wm⁻¹K⁻¹。



地質區 λ 地質 年代	西部麓山帶 1.82	雪山山脈 2.77	脊樑山脈 廬山板岩帶 2.77		脊樑山脈 大南澳片岩帶 2.47		海岸山脈 1.46	 恆春半島 1.89	
	更新世	卓蘭層砂岩 2.20					八里灣層 礫岩 1.78 泥岩 1.83	大平層紅土 0.33 四溝層泥岩 0.62 恆春石灰岩 1.92 墾丁層泥岩 1.87	
上新世	桂竹林層 泥質砂岩 1.72						蕃薯寮層砂岩 1.38	馬鞍山層泥質砂岩 0.39	
中新世	長枝坑砂岩 2.95 長枝坑頁岩 2.12 南莊層砂岩 1.33						都鑾山層 安山集塊岩 2.11 鰲溪再積火山碎屑岩 1.15 石門火山角礫岩 1.12	里龍山層砂岩 2.80 石門層礫岩 2.00/樂水 層砂岩 2.36	
	南港層 泥質砂岩 1.82		大 禹 嶺 層 板 岩 2.77	樟山層板岩 1.78 枕狀熔岩 1.71		大（ 禹 廬 嶺 山 層 層 ） 板 岩 2.16 砂 岩 3.01	玉里層 雲母片岩 2.57		
	石底層砂岩 1.70								
	大寮層砂岩 1.11 泥岩 1.78								
	木山層砂岩 3.24	澳底層 砂岩 3.18		眉溪砂岩 4.83					
漸新世	蚊子坑層頁岩 2.01	粗窟砂岩 3.08 大桶山層 硬頁岩 2.44 乾溝層 硬頁岩 2.32		古 樓 層 板 岩 2.11 利 稻 層 板 岩 3.52	佳 陽 層 板 岩 2.71 變質 砂 岩 3.08				
始新世		四稜砂岩 5.21 西村層 硬頁岩 2.45	黑岩山層 板岩 2.44			黑岩山層 板岩 2.44			
白堊紀 晚期					碧綠層千枚岩 2.72 石英岩 3.97 天祥層片岩 2.23				
白堊紀 早期					得克利片麻岩 2.06/ 長春層 白楊片岩 2.15 天長大理岩 2.43				
古生代 二疊紀					九曲大理岩 2.50				

3-3 地質分區與熱導係數



每個地質區都有其主要由的岩石種類，例如：廬山板岩帶以板岩為主、大南澳片岩帶以片岩、片麻岩和大理岩為主，雪山山脈以變質砂岩和硬頁岩為主，本研究預期地質區主要組成岩石與熱導係數會有一定關係，因此，本研究參考過去作法，取同一個地層中每種岩性樣本的熱導係數值之中位數取平均(Ramstad et al., 2015)，代表該地層之熱導係數，例如長枝坑層砂岩為 $2.95 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 、頁岩為 $2.12 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ，兩者中位數 $2.54 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 代表長枝坑層之熱導係數。接著取該地質區中所有的地層熱導係數值之中位數，代表該地質區之熱導係數，例如雪山山脈澳底層為 $3.18 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 、粗窟砂岩為 $3.08 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 、大桶山層為 $2.44 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 、乾溝層為 $2.32 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 、四稜砂岩為 $5.21 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 、西村層為 $2.45 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ，六者中位數 $2.77 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 代表雪山山脈之熱導係數。六個地質區之熱導係數經此方式計算結果如表 3-3-1，該表中可發現熱導係數最高為雪山山脈和廬山板岩帶 $2.77 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ，最低為海岸山脈 $1.46 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 。

表 3-3-1、六大地質分區之熱導係數，最高為雪山山脈 $3.11 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ，最低為恆春半島 $1.52 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 。

地質區	樣本數 (個)	地層數	中位數熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)	組成
西部麓山帶	19	9	1.82	砂岩、頁岩
雪山山脈	10	6	2.77	變質砂岩、硬頁岩
廬山板岩帶	21	7	2.77	板岩
大南澳片岩帶	20	8	2.47	片岩、片麻岩、大理岩
海岸山脈	13	3	1.46	火成岩、泥岩、砂岩、礫岩
恆春半島	18	8	1.89	砂岩、泥質砂岩、泥岩、石灰岩

3-4 地理分區與熱導係數



如果說 3-2 節地質年代與熱導係數的結果是臺灣主要地層導熱能力在時間和空間垂直方向上的變化，那透過全臺灣主要地層的採點和量測，應能繪製一張以地層為單位，空間水平方向上導熱能力變化的圖幅。

作圖方法為取同一地層內各岩性之中位數取平均值代表該地層之熱導係數值(Ramstad et al., 2015)，來避免岩性的平均值受極端值影響而使地層熱導係數無意義，接著使用 ArcGIS 軟體將熱導係數之高低給予不同色階，暖色系代表熱導係數較高，冷色系代表熱導係數較低，套疊於地質圖上獲得圖 3-4-1；若是將研究區域根據採點分布分為北、中、南及恆春半島區，北區為北橫公路、北宜公路及北海岸公路的採點，中區為中橫公路上的採點，南區為南橫公路和部分海岸山脈的採點，分區作圖得到圖 3-4-2，可更加仔細觀察區域內地層導熱能力的變化。

圖 3-4-1 為臺灣各地層熱導係數的分布圖，雖然在採樣上仍有侷限，但依然可顯示出臺灣熱導係數可能隨著地層變化而有所不同，對臺灣熱導係數在水平空間變化上提供了一定的資訊。

透過圖 3-4-2 可以發現在各區域內，地層間的熱導係數有一些變化，像是雪山山脈、脊樑山脈等山區區域的地層，呈現較高的熱導係數值，而整個圖幅的趨勢就是大部分的暖色系分佈於山區，冷色系也多分佈於沿海，不過這樣的結果還是接續 3-2 節和 3-3 節地層和地質區的結果，而地層熱導係數分佈圖還有一個目的是能快速比對發現到查表獲得的熱導係數和實際測量後的熱導係數之間的差異，與前人的熱導係數差異，待 4-4 節針對前人查表後所得地層的熱導係數進行更進一步的討論。

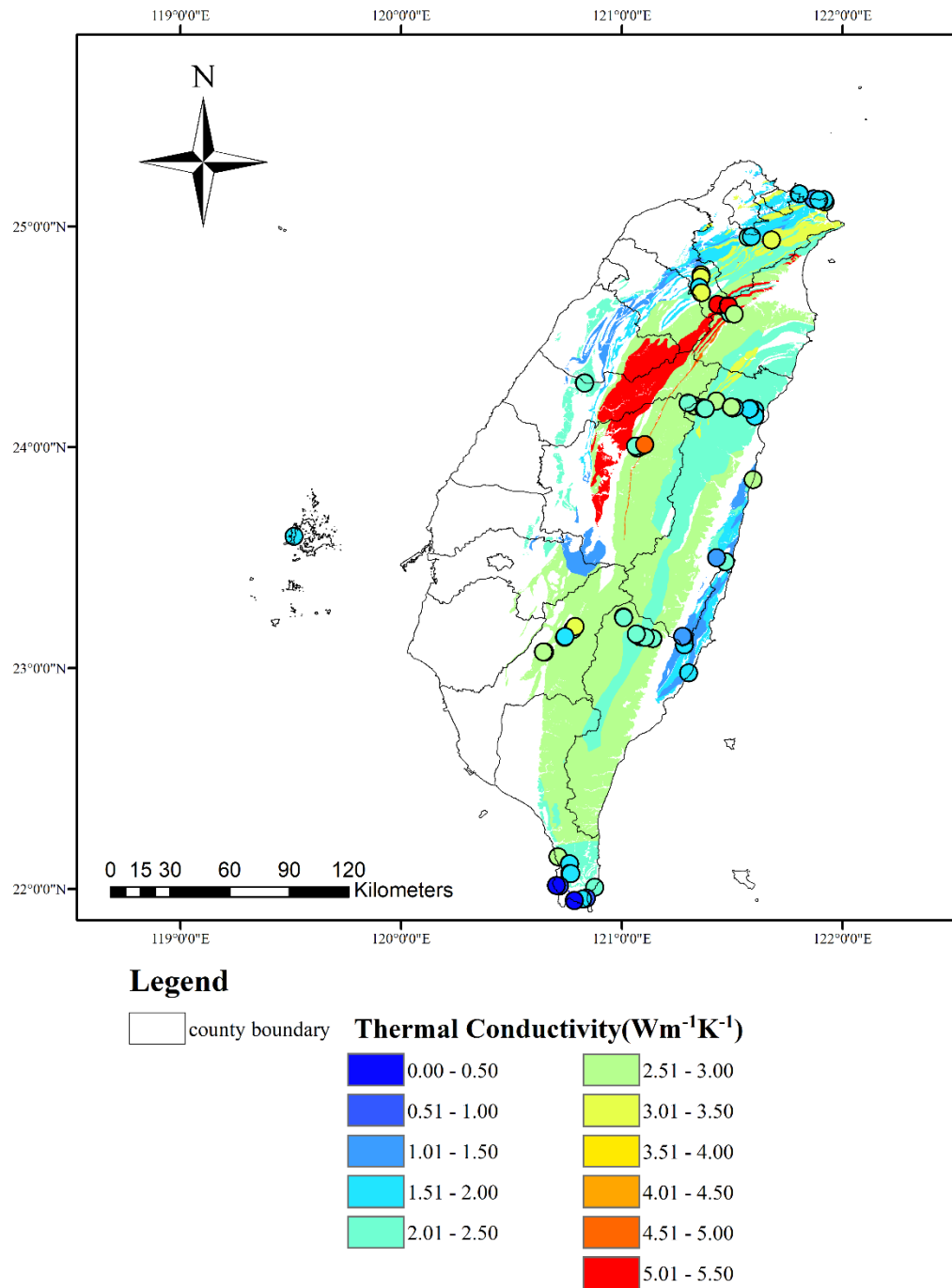


圖 3-4-1、臺灣各地層之熱導係數分布圖。圓點為採樣點位置，顏色代表熱導係數值。

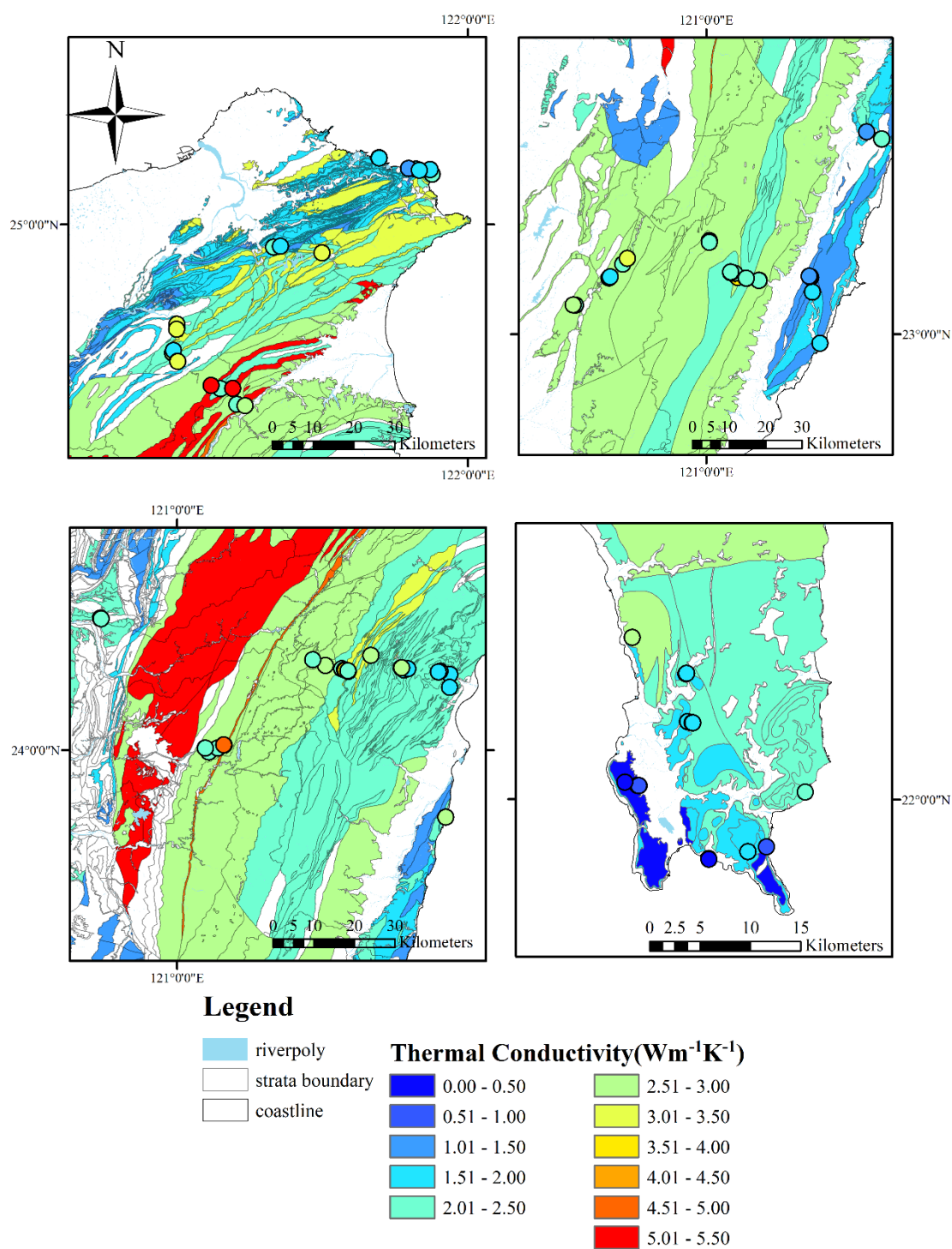


圖 3-4-2、臺灣北、中、南部及恆春半島各地層之熱導係數分布圖。圓點為採樣點位置，顏色代表熱導係數值。

3-5 岩性與熱導係數



Beardsmore and Cull (2001)認為岩石的熱導係數主要取決於岩石的礦物組成，因此，本研究將所採集到相近岩性的樣本進行分類，總共分成 17 種岩性，各岩性熱導係數的樣本數、分佈範圍、中位數、平均值如表 3-5-1，另外依前人對各種岩性之礦物組成研究，將各岩性之主要礦物組成放入最後一欄，以提供後續熱導係數與礦物組成關係的研究參考。

從表 3-5-1 中可以發現，中位數熱導係數最高值為變質砂岩($\sim 4.50 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，最低值為泥質砂岩($\sim 0.63 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)；平均熱導係數最高值為變質砂岩($\sim 4.37 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，最低值為泥質砂岩($\sim 1.04 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)；而從頁岩、硬頁岩，到片岩、片麻岩，一系列變質程度由低到高的排序下，中位數熱導係數先升後降，千枚岩最高($\sim 2.72 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，片麻岩最低($\sim 2.06 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)。

此外，我們也將這 17 種岩性所屬的三大岩類-沉積岩、變質岩和火成岩進行整理，三大岩類中各種岩性的中位數、平均數熱導係數和標準差如表 3-5-2、表 3-5-3 和表 3-5-4。結果發現沉積岩的中位數熱導係數以砂岩最高($\sim 2.80 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，範圍最大也是砂岩($\sim 3.90 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，標準差最大的也是砂岩($\sim 1.10 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，更是三種岩類中標準差最大的岩性，中位數熱導係數以泥質砂岩最低($\sim 1.04 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)(表 3-5-2)；變質岩的中位數熱導係數以變質砂岩最高($\sim 4.50 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，標準差最大的也是變質砂岩($\sim 0.93 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，中位數熱導係數以片麻岩最低($\sim 2.06 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)(表 3-5-3)；火成岩的中位數熱導係數以安山集塊岩較高($\sim 2.11 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，火山角礫岩較低($\sim 1.12 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)(表 3-5-4)。

造成上述岩性間導熱能力差異的原因，會於 4-2 節有更進一步的討論，嘗試使用已知的岩石熱傳導理論來解釋原因。

表 3-5-1、臺灣岩性與熱導係數表，將本研究相同岩性的樣本統計出其範圍中位數熱導係數和平均熱導係數，並藉由文獻列出該岩性主要組成。⁽¹⁾林朝榮、周瑞燉，1978；⁽²⁾陳汝勤、莊文星，1992；⁽³⁾陳肇夏，1998；⁽⁴⁾吳文雄、楊燦堯、劉聰桂，2005；⁽⁵⁾郭奇龍、邢金池，1996；⁽⁶⁾鄧屬予，1997；⁽⁷⁾余炳盛、方建能、宋聖榮、何鎮平，1999)

岩性	樣本數 (個)	熱導係數 範圍 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	中位數 熱導係數 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	平均 熱導係數 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	組成
頁岩	2	2.07~2.17	2.12	2.12	黏土礦物、石英、長石 ^{1,2,6}
硬頁岩	6	1.97~2.90	2.32	2.33	黏土礦物、石英、長石 ^{1,2,4}
板岩	12	1.78~3.52	2.33	2.38	石英、絹雲母、綠泥石、黏土礦物 ^{1,2,3,4,7}
千枚岩	1	2.72	2.72	2.72	主要礦物為石英、絹雲母、綠泥石及黏土礦物；次要礦物為鈉長石、磷灰石、電氣石、黑雲母、硬綠泥石、錳鋁榴石、黃鐵礦、磁鐵礦、鈦鐵礦、石墨等 ^{1,2,7}
片岩	10	1.67~2.75	2.34	2.25	片狀礦物：黑雲母、白雲母、綠泥石、滑石、角閃石或石墨；粒狀礦物：石英、長石 ^{2,3,4,7}
片麻岩	2	1.91~2.21	2.06	2.06	長石、石英、黑雲母、白雲母、角閃石 ^{2,4,7}
大理岩	8	1.88~3.37	2.50	2.47	方解石、白雲石；次要礦物有石墨、黃鐵礦和鈦鐵礦，

岩性	樣本數 (個)	熱導係數 範圍 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	中位數 熱導係數 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	平均 熱導係數 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	組成
					其他礦物如石英、雲母、綠 泥石等偶爾可見 ^{1,2,4}
礫岩	7	1.28~3.73	1.96	2.21	顆粒>2mm 的礫石占整體岩 石總量 30%以上，碎屑顆粒 成分主要是岩屑，只有少部 分礦物碎屑 ^{2,4,6}
變質砂岩	4	3.08~5.39	4.50	4.37	石英>75%為石英岩、雲母、 長石、方解石、綠泥石 ^{1,3}
砂岩	21	1.10~5.00	2.80	2.71	石英、長石、黏土礦物 ^{2,4,6}
泥質砂岩	7	0.37~1.85	0.63	1.04	黏土礦物、石英、長石 ^{1,2,6}
泥岩	8	1.75~1.98	1.81	1.83	黏土礦物、石英、雲母、長 石 ^{1,2,4,5,6}
玄武岩	3	1.52~1.74	1.67	1.64	輝石、長石、橄欖石 ^{2,4}
安山集塊岩	2	2.05~2.17	2.11	2.11	輝石、角閃石、斜長石、石 英 ^{1,2,4}
再積 火山碎屑岩	3	1.14~1.20	1.15	1.16	-
火山角礫岩	1	1.12	1.12	1.12	輝石、角閃石、長石 ⁷
石灰岩	4	0.94~2.54	1.92	1.83	方解石、白雲石、黏土礦 物、細粒石英 ^{1,2,4,7}

“-“ 表示無資料。

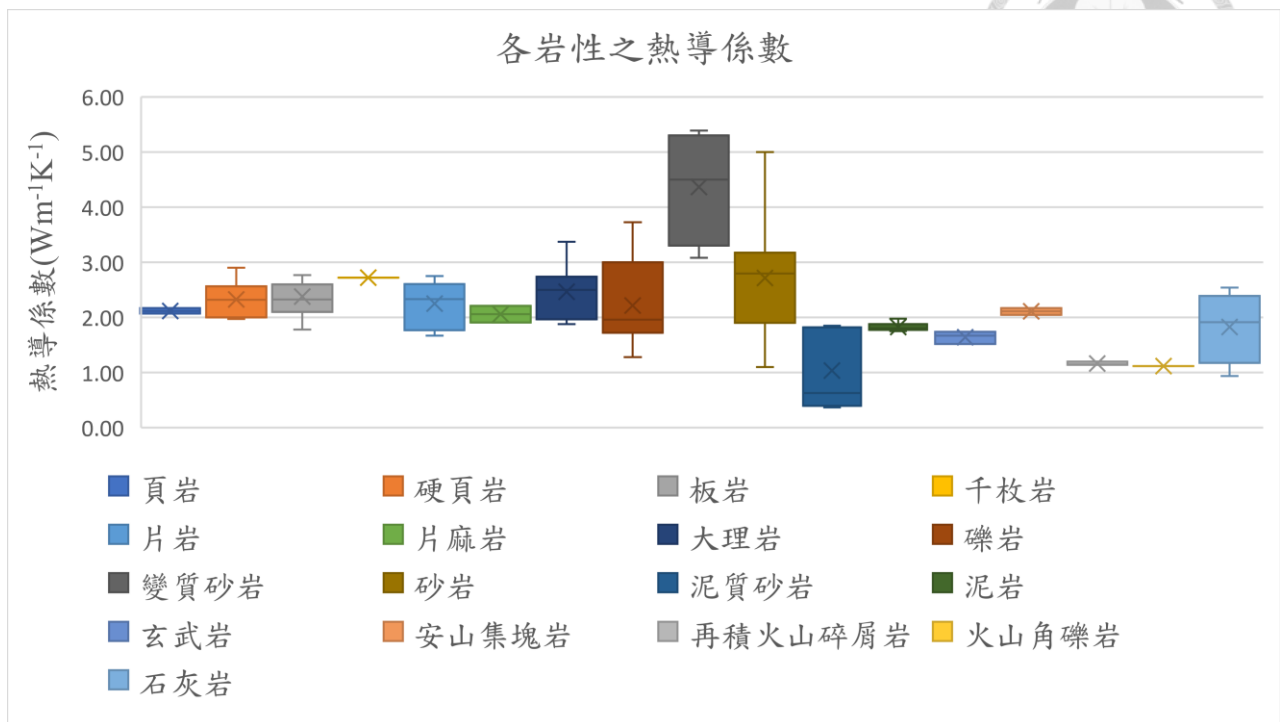


圖 3-5-1、各岩性之熱導係數盒鬚圖。X 表示該地質年代的平均值。圖中可看見臺灣各種岩性中，最大值出現在變質砂岩，最低值出現在泥質砂岩，熱導係數值範圍最大為砂岩 3.90 Wm⁻¹K⁻¹，扣除樣本數只有一個這類不具統計意義的岩性，範圍最小為再積火山碎屑岩 0.06 Wm⁻¹K⁻¹。

表 3-5-2、臺灣沉積岩與熱導係數

岩性	樣本數 (個)	熱導係數範圍 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	中位數熱導係數 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	平均熱導係數 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	標準差 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)
頁岩	2	2.07~2.17	2.12	2.12	0.05
礫岩	7	1.28~3.73	1.96	2.21	0.79
砂岩	21	1.10~5.00	2.80	2.71	1.10
泥質砂岩	7	0.37~1.85	0.63	1.04	0.63
泥岩	8	1.75~1.98	1.81	1.83	0.07
石灰岩	4	0.94~2.54	1.92	1.83	0.57

表 3-5-3、臺灣變質岩與熱導係數



岩性	樣本數 (個)	熱導係數範圍 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	中位數熱導係數 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	平均熱導係數 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	標準差 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)
硬頁岩	6	1.97~2.90	2.32	2.33	0.32
板岩	12	1.78~3.52	2.33	2.38	0.43
千枚岩	1	2.72	2.72	2.72	0.00
片岩	10	1.67~2.75	2.34	2.25	0.38
片麻岩	2	1.91~2.21	2.06	2.06	0.15
大理岩	8	1.88~3.37	2.50	2.47	0.47
變質砂岩	4	3.08~5.39	4.50	4.37	0.91

表 3-5-4、臺灣火成岩與熱導係數

岩性	樣本數 (個)	熱導係數範圍 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	中位數熱導係數 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	平均熱導係數 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	標準差 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)
玄武岩	3	1.52~1.74	1.67	1.64	0.09
安山集塊岩	2	2.05~2.17	2.11	2.11	0.06
再積火山碎屑岩	3	1.14~1.20	1.15	1.16	0.03
火山角礫岩	1	1.12	1.12	1.12	0.00

第四章、討論



4-1 地質年代與熱導係數

延續 3-2 節和 3-3 節的結果進行討論，本研究所採集到的樣本，熱導係數最高的為雪山山脈始新世時期的四稜砂岩($\sim 5.21 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，最低為恆春半島上新世馬鞍山層的泥質砂岩($\sim 0.39 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，又從表 3-3-1 發現雪山山脈、脊樑山脈這兩個臺灣較老的地質區導熱能力明顯比西部麓山帶、海岸山脈和恆春半島這三個臺灣較年輕地質區好，以及同個地質區內導熱能力最好的通常是較老的地層，並且由於深埋的地層受到壓密作用影響，隨著深度的增加，孔隙率下降，岩石導熱能力會提升(Beardsmore and Cull, 2001)，也因此，本研究預期較老的地層就會有較高的熱導係數。

本研究通過做圖表來驗證，表 4-1-1 為各地質年代與熱導係數統計表，圖 4-1-1 則是將相同地質年代地層為同一數列表示，橫軸為地質年代序列，由左至右為老至年輕，縱軸為熱導係數，由下至上為小到大，然後從表 4-1-1 的中位數熱導係數大小，可以發現白堊紀早期、上新世及更新世的熱導係數皆小於 $2.32 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ (本研究所有地層之中位數)，而從圖 4-1-1 的排序，本研究原本預期地層壓密作用的影響，熱導係數會隨著年代變老而增加，但數值上的變化只有從上新世到白堊紀晚期，有漸增的趨勢，更老的地層並未觀察到此現象，故不完全符合本研究的預期。

本研究給予的解釋為地層的熱導係數其實也受到岩性的控制，並且臺灣地質區的劃分是基於岩性和年代，因此，可以發現到，中新世以前的地層以導熱能力好的變質岩為主，中新世以後的地層以導熱能力較差的沉積岩或火成岩為主，像是導熱能力最好的雪山山脈岩性主要有變質砂岩、硬頁岩組成，脊樑山脈以板岩、片岩為主，而導熱能力較差的海岸山脈以火成岩和沉積岩為主，恆春半島則以沉積岩中導熱能力較差的泥岩、泥質砂岩、石灰岩為主。另外，白堊紀早期的地層以片麻岩為主，因此在較老的地質年代中，有比較差的導熱能力；上新世的地層是海進時期於淺海區所形成的岩性，像是泥質砂岩，這類岩性的熱導係數較低。

綜合上述所論，雖然較老地質區或地層的熱導係數可能比年輕地質區或地層的熱導係數高，但地層的岩性組成比年代更為影響地層熱導係數高低，而通過量測結果我們知道各岩性間熱導係數是有所差異的，所以下一章節來討論造成岩性間導熱能力差異的原因。

表 4-1-1、地質年代與熱導係數統計表。白堊紀早期、上新世及更新世的熱導係數皆小於 $2.32 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ (本研究所有地層之中位數)。

地質年代	年代地層數目 (個)	平均熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)	中位數熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)	標準差 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)
二疊紀	1	2.50	2.50	0
白堊紀早期	2	2.18	2.18	0.12
白堊紀晚期	2	2.79	2.79	0.56
始新世	6	3.10	2.67	1.04
漸新世	9	2.64	2.59	0.46
中新世	16	2.40	2.45	0.87
上新世	3	1.16	1.38	0.56
更新世	6	1.46	1.84	0.71

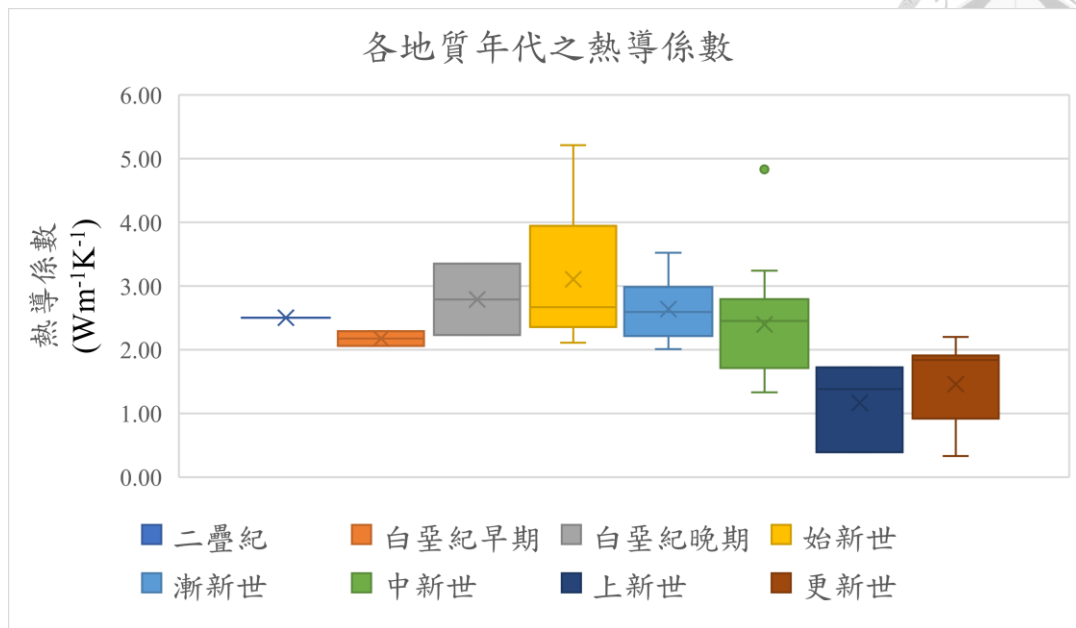


圖 4-1-1、各地質年代之熱導係數盒鬚圖。熱導係數與年代無明顯的相關性。圖上的點為該類岩性的極端值，極端值為距離第一、第三四分位數的距離超過盒子長度的 1.5 倍，完整解釋盒鬚圖可參考 Banks et al. (1998)，X 表示該地質年代的平均值，第二四分位數為盒狀中間的線表示，即為該地質年代中位數。

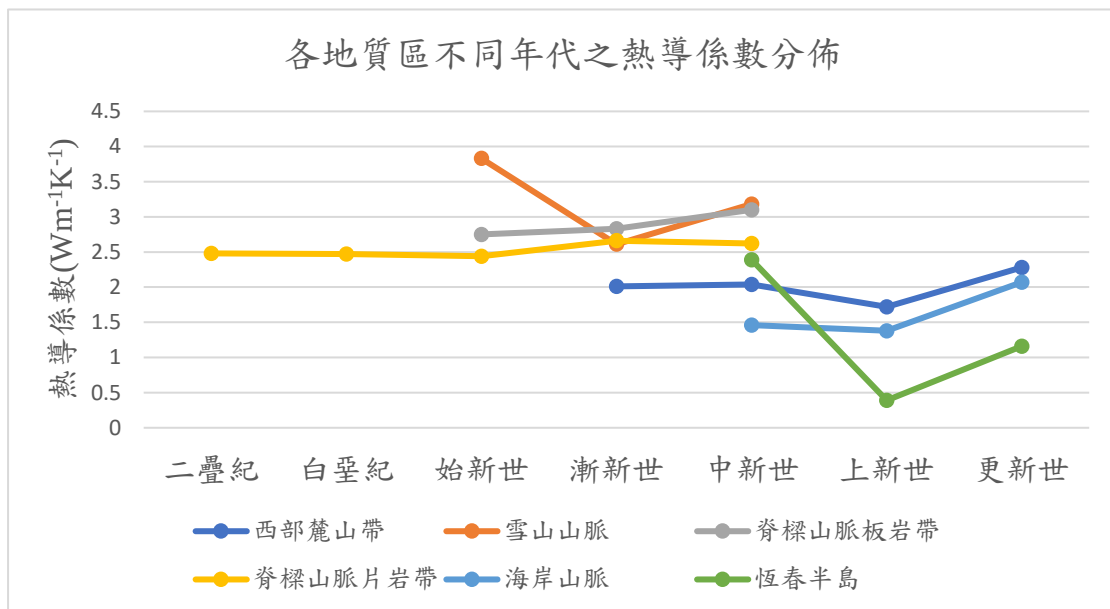


圖 4-1-2、各地質區不同年代之熱導係數分布。每個地質區同時期的地層取其平均值，橫軸為大尺度年代，縱軸為熱導係數。可發現中新世以後的地質區熱導數值不大於 $2.4 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 。

4-2 造成岩性間導熱能力差異的原因

上章節討論到影響地層的熱導係數，相對年代來說，岩性較能決定地層的熱導係數，透過測量結果發現到不同的岩性會有不同的熱導係數，依照前人研究(Beardsmore and Cull, 2001)指出影響熱導係數的因素，礦物組成、孔隙率、非均向性等，將是會於本章節用來討論不同岩性導熱能力產生差異的原因。

於各種岩性中，熱導係數最高的為變質砂岩($\sim 4.37 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，與國外研究熱導係數文獻(Ramstad et al., 2015; Blázquez et al., 2016)有著相似的結果，透過樣本觀測(圖 4-2-1)其石英含量較其他岩性高，因為石英含量越高熱導係數越高(Macaulay et al., 2013)，而石英本身的熱導係數為 $7.69 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ (Horai and Simmons, 1969)，是很好的導熱礦物，大多岩石也以石英組成，石英含量的多寡決定岩石導熱能力的重要因素。熱導係數最低的為泥質砂岩($\sim 1.04 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，透過樣本的觀測(圖 4-2-2)泥質砂岩本身膠結狀況差，造成許多孔隙，大大降低其導熱能力，又泥質砂岩的礦物組成是由導熱能力低且多量的黏土礦物($\sim 0.69\sim 0.8 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，使得本研究所測得的泥質砂岩熱導係數最低。



圖 4-2-1、四稜砂岩變質砂岩。照片為四稜砂岩岩心橫剖面，其中可見白色顆粒為石英，觀測所佔礦物比例很高。

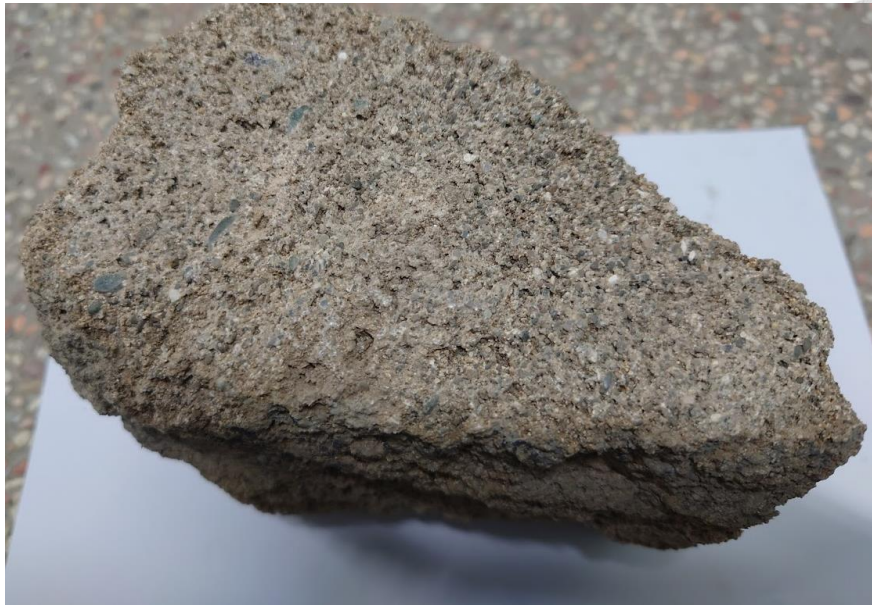


圖 4-2-2、馬鞍山層泥質砂岩，可見其即使磨平其表面相當多肉眼可見的孔隙。由於膠結差所導致孔隙發達，最後使得其導熱能力弱。

若是配合表 3-5-1 來討論地質環境對岩性的熱導係數影響，以變質砂岩與砂岩的熱導係數比較，變質砂岩受變質作用影響，造成變質砂岩的石英含量高於砂岩，所以變質砂岩有比較高的熱導係數；再以砂岩與硬頁岩的熱導係數來比，砂岩為淺水環境沉積比起深水環境沉積的頁岩來說，淺水環境會接收更多的陸源物質，有更多的石英組成，所以砂岩有更高的熱導係數值。

從硬頁岩變質到片麻岩的變質序當中，變質程度低到高，中位數熱導係數先升後降(表 3-5-3)，同樣可以從礦物組成和表 4-2-1 來討論可能原因，首先，硬頁岩($\sim 2.32 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)主要是黏土礦物組成多，石英少，而進一步變質成板岩($\sim 2.33 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，板岩在變質的過程中沒有明顯再結晶現象，即使有也以隱晶質為主，石英為主要礦物，黏土礦物占比沒有硬頁岩那麼高，所以熱導係數增加，再進一步變質成千枚岩，其次要礦物多為導熱能力較好的金屬類礦物，也因此，在這個變質序，千枚岩成為熱導係數最高的($\sim 2.72 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，接著變質成片岩($\sim 2.34 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，白雲母($\sim 2.25 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)、黑雲母($\sim 2.34 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)成了主要礦物，最後片麻岩($\sim 2.06 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，其礦物組成長石($\sim 2.31 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)的占比大於石英，石英占比被拉低取代的是導熱能力更差的長石，因此片麻岩的導熱能力變差。

表 4-2-1、成岩礦物的熱導係數表(Horai and Simmons, 1969; Horai, 1971)

成岩礦物	熱導係數($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)
石英	7.69
長石	2.31
斜長石	2.02
白雲母	2.25
黑雲母	2.34
石墨	20~200
角閃石	2.43~3.78
黏土礦物	0.69~0.8
綠泥石	4.35
輝石	3.57~6.66
方解石	3.59
白雲石	5.51



最後討論三大類岩性間產生差異或相同的原因，以沉積岩、變質岩、火成岩來做比較(圖 4-2-1)，變質岩的熱導係數中位數 $2.36 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ，平均值為 $2.54 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ，皆是三者最大，標準差約莫 $0.76 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ，沉積岩的熱導係數中位數 $1.95 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ，標準差約莫 $1.02 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ，為三者最大，和前人研究(Ramstad et al., 2015)相似，火成岩的熱導係數中位數 $1.52 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ，平均值為 $1.53 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ，標準差約莫 $0.38 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ，皆為三者最低。

標準差越大表示樣本間的導熱能力差異越大，也就是說，同為沉積岩導熱能力差異極大，而根據岩石熱傳導理論，影響熱導係數的因素有礦物組成、孔隙率、非均向性，從本研究目測觀察樣本，會發現到某些沉積岩樣本，例如泥質砂岩(圖 4-2-2)，其孔隙相當明顯，因為空氣是熱的不良導體，越多孔隙的情況下，導熱能力就越低；而沉積岩當中，砂岩的熱導係數則有些極高值，如眉溪砂岩($\sim 4.83 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，也有些高值，如木山層砂岩($\sim 3.24 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)、澳底層砂岩($\sim 3.18 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，這些沒有肉眼可見的孔隙，顯得致密，且目測結果應有多數石英的組成，使其導熱能力佳；因此，在沉積岩導熱能力有高有低、距離平均的偏差大的情況下，計算出來熱導係數的標準差也會大。

變質岩的熱導係數中位數為最大的岩類，首先變質岩通常會經過高溫或高壓的變質，使孔隙相對沉積岩來說有一定程度的降低，再者變質時所形成的礦物，相對複雜，根據原岩的不同會形成不同的礦物，砂岩本身的石英含量相對頁岩、泥岩來說是高的，若是經過變質形成更多石英的變質砂岩，其導熱能力理論上會更好，因此「變質岩的中位數熱導係數最高」是完全符合預期，另外，變質岩的標準差 $0.76 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ 也不算小，推測應是受到非均性的影響，測量的角度不同也會在層理發達的樣本中得到不同的值。

火成岩的標準差是三者最小的，表示各個火成岩之間導熱能力差異不大，這反而與國外文獻(Blázquez et al., 2016)有著不同的結果，該篇研究顯示花崗岩的標準差是最大的，Blázquez et al. (2016)認為同是花崗岩樣本，其組成和組織卻存在顯著差異，使樣本間有不同的導熱能力。然而，花崗岩與玄武岩、安山岩有著分類上的差異，花崗岩是屬於深成岩，玄武岩和安山岩是噴出岩，深成岩的特點是礦物顆粒明顯，根據其生成的環境和原來的岩漿的不同，所組成的礦物和結構組織會有明顯的不同，而噴出岩則因快速冷卻，礦物結晶不明顯，以輝石和角閃石為主要組成，推測其組成接近使安山岩、玄武岩的導熱能力差異不大。

表 4-2-2、三大類岩性與熱導係數統計表。

岩性	樣本數 (個)	熱導係數範圍 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)	中位數熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)	平均熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)	標準差 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)
變質岩	43	1.67~5.39	2.36	2.54	0.76
沉積岩	49	0.37~5.00	1.95	2.16	1.02
火成岩	9	1.12~2.17	1.52	1.53	0.38

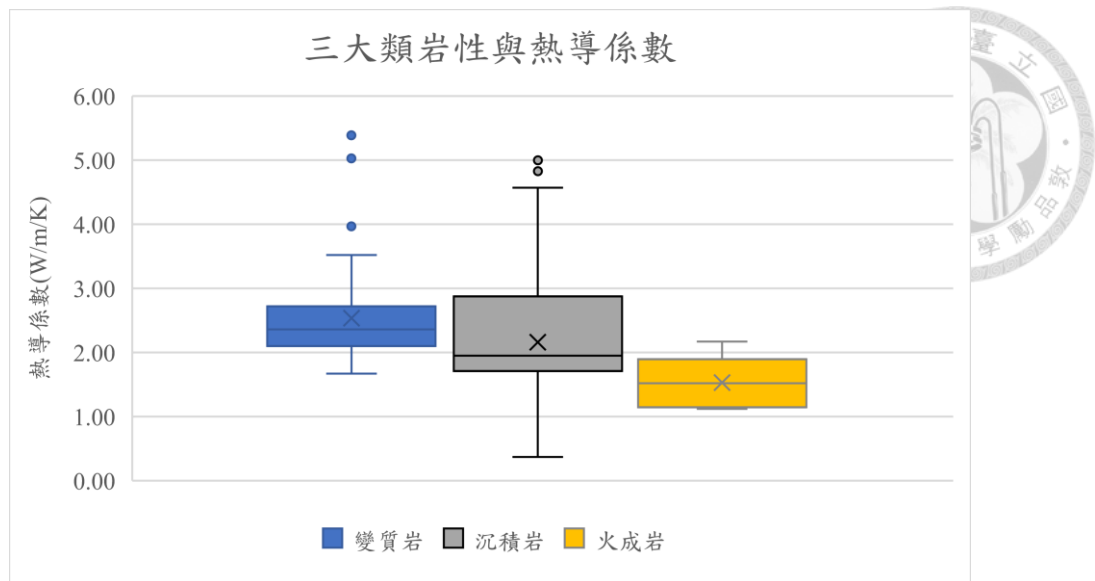


圖 4-2-3、三大類岩性與熱導係數盒鬚圖，圖上的點為該類岩性的極端值，極端值為距離第一、第三四分位數的距離超過盒子長度的 1.5 倍，完整解釋盒鬚圖可參考 Banks et al. (1998)。

4-3 乾溼樣本熱導係數的差異



4-2 節提到孔隙率的大小會造成熱導係數的增減，本研究以實驗間接證明，透過將 26 個樣本浸水兩周的時間，使樣本表面的孔隙、空隙或是裂隙中的空氣置換成水，又因水的熱導係數大於空氣，所以量測結果(附錄二)與原先乾樣本進行比對(表 4-2-3)，可以發現到樣本泡水後所測量出來的熱導係數，皆大於原本乾燥樣本的熱導係數(編號 40 安山岩樣本除外)，增加幅度最大的是編號 99 四溝層的泥質砂岩，推測可能是該泥質砂岩孔隙高的影響(附錄三 樣本編號 99)，幅度最小的是編號 40 都鑾山層安山岩，因為測量值在儀器誤差範圍內，本測量值較無意義，同理澎湖玄武岩和九曲大理岩的增減幅度在誤差範圍內，也是較無意義。

若以乾燥樣本的熱導係數為 X 軸，濕樣本的熱導係數為 Y 軸，從 XY 圖的散佈趨勢(圖 4-2-4)計算出乾濕樣本熱導係數的線性回歸模型 $y=0.964x+0.5284$ ，以此來表示臺灣地層的乾與濕岩石熱導係數的關係，從該方程式可推測臺灣地區的濕岩樣是乾岩樣的 0.964 倍加上 0.5284，符合本研究預期浸濕後樣本裡孔隙由空氣置換成水，使樣本熱導係數增加。

表 4-3-1、乾溼樣本熱導係數對比表，差值為濕樣本熱導係數減乾樣本熱導係數之值，增減幅度為增減差值除以乾樣本熱導係數。

編號	乾樣本熱導係數(a) (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	濕樣本熱導係數(b) (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	差值 (c)=(b)-(a)	增減幅度 =(c)/(a)
2	3.38	3.75	0.37	0.11
4	1.82	2.64	0.82	0.45
5	1.33	2.22	0.89	0.67
7	2.07	2.49	0.42	0.20
8	1.85	2.27	0.42	0.23
10	2.45	2.57	0.12	0.05
11	5.39	5.62	0.23	0.04
17	3.52	4.08	0.56	0.16
19	2.11	2.67	0.56	0.27
29	2.21	2.65	0.44	0.20
31	1.79	2.24	0.45	0.25
34	2.21	2.90	0.69	0.31
36	2.72	3.20	0.48	0.18
40	2.05	1.95	-0.10	-0.05
42	1.78	1.96	0.18	0.10
47	1.88	2.36	0.48	0.25
56	2.44	3.28	0.84	0.34
58	5.03	5.66	0.63	0.13
60	3.20	3.40	0.20	0.06
75	2.7	2.80	0.10	0.04
82	1.15	1.35	0.20	0.17
83	1.12	2.04	0.92	0.82
84	3.00	3.49	0.49	0.16
90	0.37	0.68	0.31	0.84
99	0.63	1.52	0.89	1.41
102	1.52	1.53	0.01	0.01

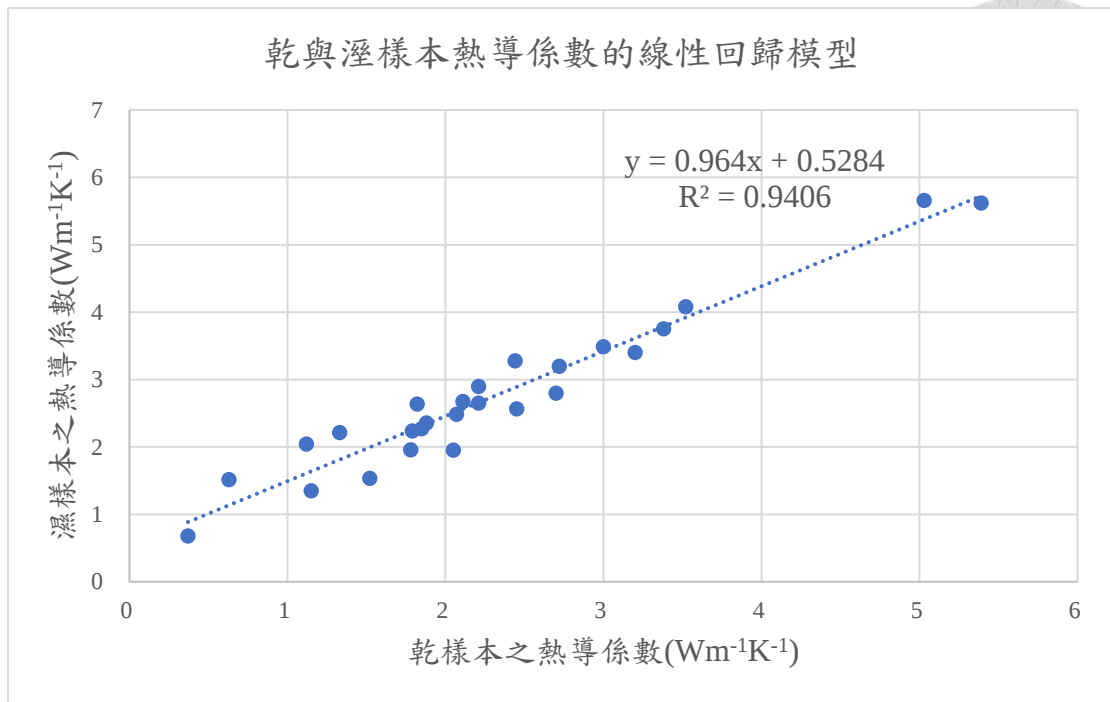


圖 4-3-1、乾與濕樣本熱導係數的線性回歸模型。相關係數約為 0.9698，相關係數大於 0.7，表示乾與濕樣本熱導係數呈現高度線性相關。

4-4 與前人熱導係數對比



延續 3-4 節的結果，在臺灣，山區有著較高的熱導係數值與前人(Wu et al., 2013; Lee and Cheng, 1986)做出臺灣熱流圖有著相似的趨勢，因為雪山山脈和脊樑山脈組成的岩性使其具有更好的導熱能力(表 3-3-1)，從圖 3-4-2 可以觀察出比起雪山山脈及脊樑山脈，西部麓山帶、海岸山脈和恆春半島是距海較近，而這三個地質區內的地層熱導係數也相對較低，所以臺灣主要地層之熱導係數水平方向上內陸大於近海區，然而本研究若是以地層為單位，與前人的地層熱導係數依然是有些許差異，還有若是以岩性分類，也會與前人有所差異，因此本章節討論的是與前人熱導係數的對比。

首先，與 Wu et al. (2013)的熱導係數對比(圖 4-3-1)，前人的熱導係數多為查表獲得，搭配底圖地質圖，可發現同一地層的熱導係數，本研究與前人的是有差異存在，並不完全相同，表示實際測量和藉由文獻查表是不同的值，則計算出來的熱流值也會不同，例如圖 4-3-2 中佳陽層及四稜砂岩(白冷層)的熱導係數與 Wu et al. (2013)有明顯的差異，Wu et al. (2013)四稜砂岩那區的熱導係數值為 $3.35 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ，而本研究四稜砂岩為 $5.21 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ，相差約 1.56 倍，表示過往在四稜砂岩這區實際計算熱流時，會明顯低估，而佳陽層 Wu et al. (2013)為 $3.35 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ，本研究則是 $2.89 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ，相差約 0.86 倍，表示過往在計算佳陽層的熱流時，會高估接近一倍(表 4-3-1)，將找到差異的地層做出表 4-3-1，可以看出前人的熱導係數與本研究的差異，這些地層中，過去前人研究的熱導係數，除了四稜砂岩是被低估的，其他六個地層都是被高估，因此，本研究建議在使用查表的熱導係數時，可參考本研究的結果進行修正。

表 4-4-1、比較前人之地層熱導係數($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)。

地層	本研究	Wu (2013)	過去前人評估熱流
四稜砂岩	5.21	3.35	低估 1.56 倍
佳陽層	2.89	3.35	高估 0.86 倍
廬山層	2.59	3.35	高估 0.79 倍
大禹嶺層	2.77	3.35	高估 0.83 倍
大桶山層	2.44	3.14	高估 0.78 倍
長枝坑層	2.54	3.16	高估 0.80 倍
卓蘭層	2.20	2.51	高估 0.88 倍

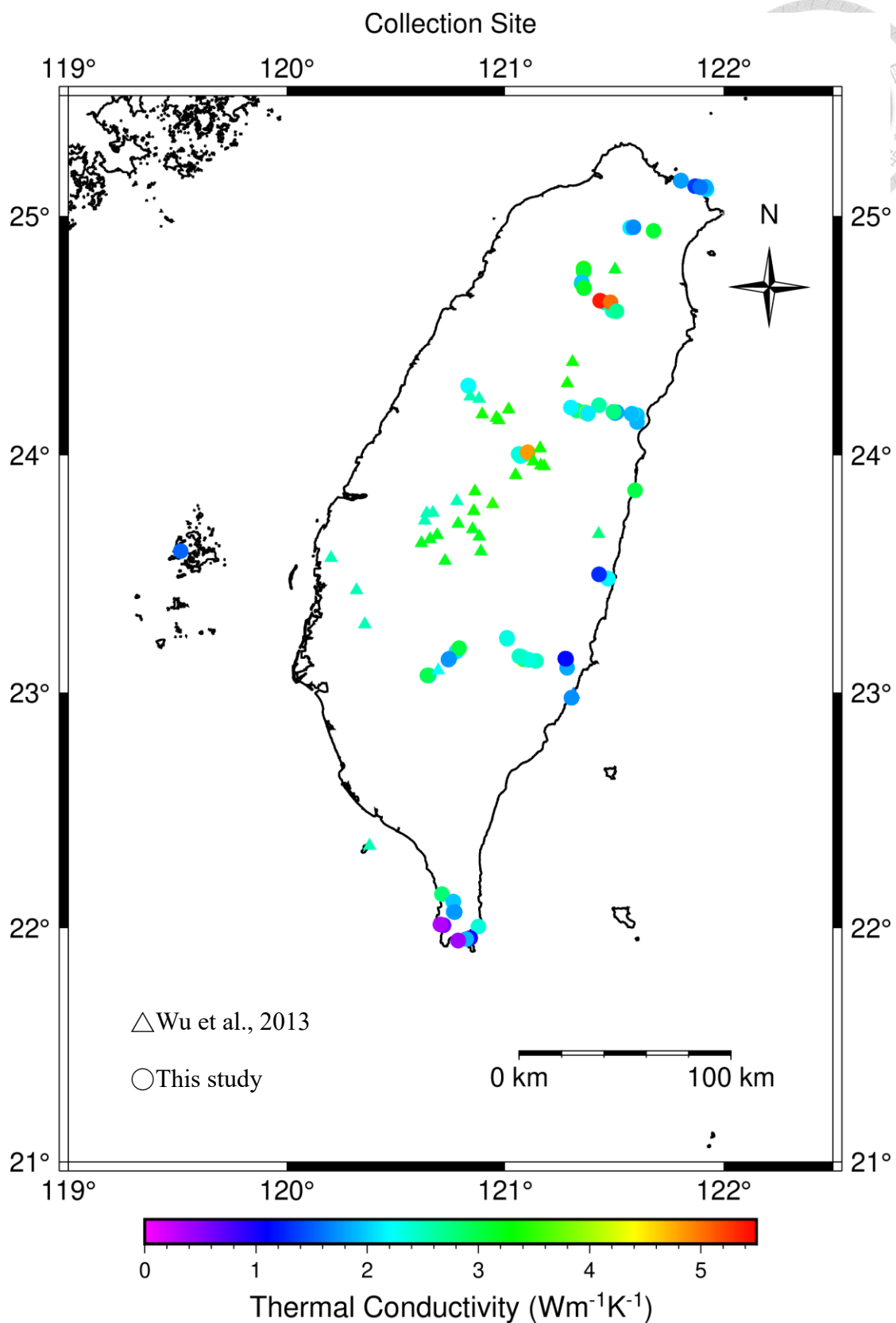


圖 4-4-1、綜整前人(Wu et al., 2013)與本研究臺灣熱導係數分布圖。

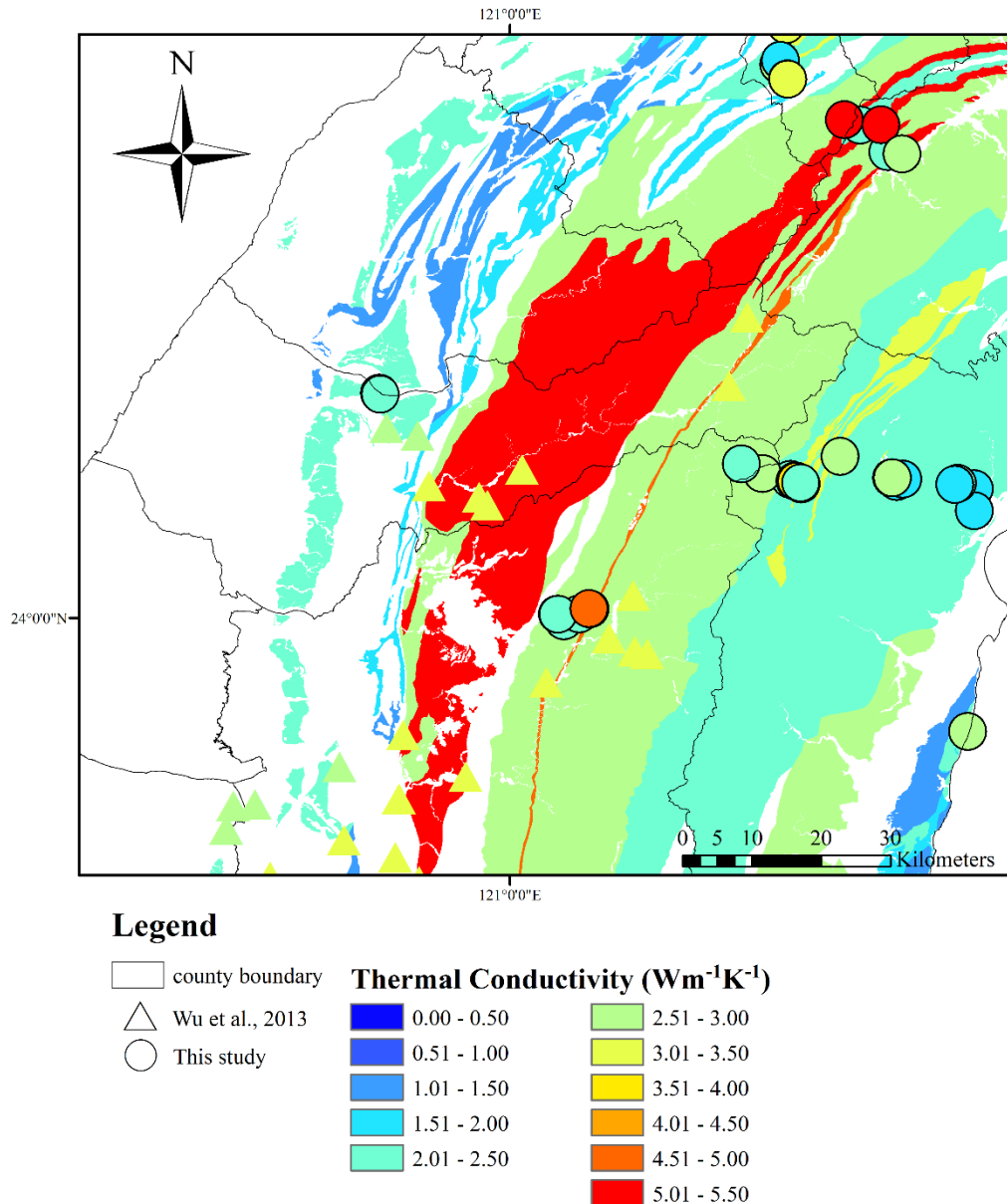


圖 4-4-2、前人與本研究的熱導係數搭配地質圖之比較。比較的做法：先找到 Wu (2013) 數值顏色明顯與地質圖上熱導係數值顏色不同處，接著查文獻資料找到該點經緯座標、熱導係數，對上地質圖上是哪個地層，就可以與本研究地層的熱導係數建表格進行比較。

再來，若是與前人文獻熱導係數對比(表 4-3-2)，比較的方法為同種岩性情況下，以本研究該岩性的中位數熱導係數正負一個標準差的這個區間觀察是否有與同一篇文獻的熱導係數地區間重合到，有的話可以說臺灣該岩性與前人同岩性熱導係數相似，沒有重合的話則表示臺灣與前人同岩性的熱導係數有所差異。

比較結果會發現臺灣各岩性的熱導係數與前人研究(Beardsmore, 1996; Majorowicz and Jessop, 1981; Roy et al., 1981; Blázquez et al., 2016; Blackwell and Steele, 1989; Lee and Cheng, 1986)的熱導係數不完全相同，各篇文獻的熱導係數值多少都有差異，但砂岩、變質砂岩、礫岩、玄武岩和安山岩與前人熱導係數的範圍相近(表 4-3-3)。頁岩、板岩和片岩的熱導係數與前人研究的差異以及各篇文獻間熱導係數的差異，都有可能是和非均向性有關，非均向性對於片岩的影響大於石英含量對片岩的影響(Liebel et al., 2012)，而一般情況下，平行葉理測量熱導係數會比垂直測量高(Clauser and Huenges, 1995)，所以頁岩、板岩與片岩在各篇文章的差異，就有可能是測量的角度不一樣所造成的；泥質砂岩與石灰岩的熱導係數值相較前人研究的熱導係數值偏低，有可能是孔隙率的影響，因為目測觀察本研究的樣本，這兩種樣本常有肉眼可見的孔隙，因而導致測量出的熱導係數偏低；玄武岩與安山岩的熱導係數，與前人研究的熱導係數係數對比，可以說是大致相近，其原因可能為其主要組成礦物大致相同；由於砂岩、變質砂岩、礫岩熱導係數的標準差過大，表示不同地層間的砂岩、礫岩及變質砂岩導熱能力會差異很大，可能因為砂岩的粒徑關係，一些粒徑大的砂岩其孔隙本來就會比較多，孔隙率高的情況下就有可能測出較低的熱導係數，而礫岩和變質砂岩則可能是組成上差異大，礫岩有許多大小與導熱不一的岩屑所組成，使其測量標準差大，變質砂岩則是砂岩變質後所填充的礦物可能有差異，如果填充像是石英，這類導熱能力好的礦物，測量熱導係數會相對高，反之亦然，所以即使與前人文獻相似，若僅藉由查表的方式，拿前人同岩性的熱導係數，直接代入臺灣地層，便可能產生相當的誤判。

表 4-4-2、臺灣各種岩性的熱導係數與其他文獻的對照表($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)。

岩性	中位數 熱導係數	標準差	參考文獻熱導係數					
			1	2	3	4	5	6
頁岩	2.12	0.05	2.9	1.5±0.5			1.05~1.45	
硬頁岩	2.32	0.32						2.65~3.03
板岩	2.33	0.43				2.91~3.02		3.27~4.37
千枚岩	2.72	0.00						4.01~4.35
片岩	2.34	0.38				3.01~3.03		3.58~5.18
片麻岩	2.06	0.15				2.92~3.01		
大理岩	2.50	0.47						
礫岩	1.96	0.79		2.4±0.8				1.71~2.72
變質砂岩	4.50	0.91			5.0±2.4	2.89~3.40	4.20~6.30	4.28
砂岩	2.80	1.10	7.1	4.2±1.4			2.50~4.20	3.34~4.04
泥質砂岩	0.63	0.63					2.38~2.52	
泥岩	1.81	0.07	2.9				0.8~1.25	3.09
玄武岩	1.67	0.09	1.8		1.7±0.6		1.45~2.10	
安山岩	2.11	0.06						
石灰岩	1.15	0.57	3.1	2.9±0.9			2.50~3.10	

參考文獻：1 = Beardsmore (1996)，2 = Majorowicz and Jessop (1981)，3 = Roy et al. (1981)，4 = Blázquez et al. (2016)，5 = Blackwell and Steele, 1989，6 = Lee and Cheng, 1986。

表 4-4-3、同岩性本研究與前人熱導係數對比結果。

同種岩性，本研究與前人熱導係數對比結果	
相似	不同
砂岩、變質砂岩、礫岩、玄武岩、 安山岩	頁岩、硬頁岩、板岩、千枚岩、片岩、 片麻岩、泥質砂岩、泥岩、石灰岩

4-5 採樣數量的建議

本研究採集 40 個地層，101 個樣本，由於各地層的野外採樣工作有一定難度，每個地層的樣本數(表 4-5-1)僅在 1~6 個間，每個地層的樣本數有限，數量也不盡相同，未來若有進一步延伸的工作，或可再深化野外採樣工作及採樣技術，針對不同位置的各地層增加採樣數目，讓各地層熱導係數之量測工作，在空間分佈及統計上能更具代表性。本研究為臺灣第一個針對地層採集大量岩石樣本並進行實際測量之工作，藉由本研究的基礎，建議未來除在採樣數目及分佈上可再擴大外，針對臺灣其他地層也能進行採樣及測量，逐步優化全臺灣地層的熱導係數圖。本研究採集了 17 種的岩性，各地層主要的組成岩性也都有所分析，但臺灣地質環境複雜造成岩性多樣，建議未來也能對其他的岩性標本進行採樣及測量，如此對全臺灣地層的熱導係數特性與岩性種類的導熱能力之關係，也能有更全面的認知。

表 4-5-1、臺灣各地層的樣本數和熱導係數。

地層	樣本數(個)	熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)
卓蘭層	3	2.20
桂竹林層	2	1.72
長枝坑層	3	2.54
南莊層	1	1.33
南港層	1	1.82
石底層	1	1.70
大寮層	5	1.44
木山層	2	3.24
蚊子坑層	1	2.01
澳底層	2	3.18
粗窟砂岩層	1	3.08
大桶山層	2	2.44
乾溝層	2	2.32
四稜砂岩層	2	5.21
西村層	1	2.45
樟山層	3	1.74
眉溪砂岩層	3	4.83
大禹嶺層	1	2.77
古樓層	3	2.11

地層	樣本數(個)	熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)
利稻層	1	3.52
黑岩山層	1	2.44
佳陽層	3	2.89
廬山層	4	2.59
玉里層	2	2.57
天祥層	6	2.23
得克利片麻岩	2	2.06
長春層	4	2.29
碧綠層	2	3.35
九曲大理岩層	6	2.50
八里灣層	6	1.81
蕃薯寮層	1	1.38
都鑾山層	6	1.46
大平層	1	0.33
四溝層	2	0.62
恆春石灰岩	4	1.92
墾丁層	5	1.87
馬鞍山層	2	0.39
里龍山層	1	2.80
石門層	2	2.00
樂水層	1	2.36

第五章、結論



本研究收集全臺灣 40 個地層，總共 101 個岩心/岩石樣本以及 1 個土壤樣本，經樣本處理、儀器測量、資料分析等作業流程。

由地質分區的熱導係數分佈可發現，熱導係數最高值為雪山山脈始新世的四稜砂岩($\sim 5.21 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，最低值為恆春半島上新世的馬鞍山層($\sim 0.39 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，六個地質區中熱導係數最高的為雪山山脈($\sim 2.77 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)，最低的為海岸山脈($\sim 1.46 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)。

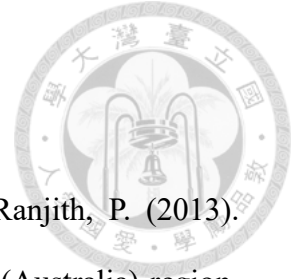
從地質年代與熱導係數的關係可發現，中新世以前的地層熱導係數偏高，中新世以後偏低，不過岩性可能也是扮演重要的因素之一，因為以中新世地層以前為主的年老地質區(雪山山脈、脊樑山脈)，其岩性以導熱能力較好的變質岩為主，以中新世地層以後為主的年輕的地質區(西部麓山帶、海岸山脈、恆春半島)，其岩性以導熱能力較差的沉積岩為主。

透過樣本浸水實驗，發現濕樣本熱導係數幾乎大於乾樣本熱導係數，經由計算得到乾濕樣本熱導係數的線性回歸模型 $y = 0.964x + 0.5284$ ，證明孔隙或是空隙進水會提高岩石的熱導係數值，並能以此線性回歸模型來表示臺灣地層的乾與濕岩石熱導係數的關係。

與前人的比較結論是，在不同的區域地質背景與測量條件下，岩性相似也會得到不同的熱導係數值，並不能單憑國外對岩石熱導係數的文獻，用以代入臺灣的岩石地層當中，應以實際野外採集樣本的測量值較佳。

最後本研究提供了大範圍的實測熱導係數值，並繪製臺灣地層的熱導係數圖，建議能採取更多的樣本並測量使地層熱導係數更具有統計上的意義，這樣對臺灣地層岩石的導熱能力會更加清楚，能加速提升對臺灣熱構造的進程，使未來能獲得更精確的臺灣區域熱流圖，對地熱潛能有更進一步的評估。

參考文獻



Barry-Macaulay, D., Bouazza, A., Singh, R. M., Wang, B., & Ranjith, P. (2013).

Thermal conductivity of soils and rocks from the Melbourne (Australia) region.

Engineering Geology, 164, 131-138, doi: 10.1016/j.enggeo.2013.06.014.

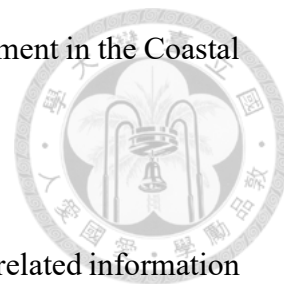
Beardsmore, G. R., Cull, J. P., & Cull, J. P. (2001). *Crustal heat flow: a guide to measurement and modelling*. Cambridge University Press.

Blackwell, D. D., & Steele, J. L. (1989). Thermal conductivity of sedimentary rocks: measurement and significance. In *Thermal history of sedimentary basins* (pp. 13-36). Springer, New York, NY.

Blázquez, C. S., Martín, A. F., Nieto, I. M., García, P. C., Pérez, L. S. S., & Aguilera, D. G. (2017). Thermal conductivity map of the Avila region (Spain) based on thermal conductivity measurements of different rock and soil samples. *Geothermics*, 65, 60-71, doi: 10.1016/j.geothermics.2016.09.001.

Chen, W.-S., Huang, Y.-C., Liu, C.-H., Feng, H.-T., Chung, S.-L., & Lee, Y.-H. (2016). U-Pb zircon geochronology constraints on the ages of the Tananao Schist Belt and timing of orogenic events in Taiwan: Implications for a new tectonic evolution of the South China Block during the Mesozoic. *Tectonophysics*, 686, 68-81, doi: 10.1016/j.tecto.2016.07.021.

Chen, W.-S. & Wang, Y. (1990). The Plio-Pleistocene basin development in the Coastal Range of Taiwan. *Acta Geologica Taiwanica*(26), 37-56.



Chou, T.H., & L.H. Lin. (1984). Application of interval velocity and related information in kerogen maturation prediction, *Mining & Metallurgy*, Vol.28, No.2, 89-101.

Clauser, C., & Huenges, E. (1995). Thermal conductivity of rocks and minerals. *Rock physics and phase relations: a handbook of physical constants*, 3, 105-126.

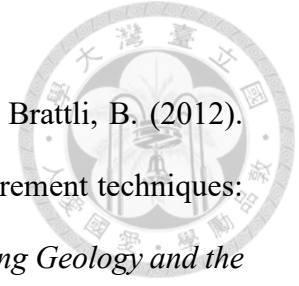
Horai, K.-I., & Simmons, G. (1969). Thermal conductivity of rock-forming minerals. *Earth and planetary science letters*, 6(5), 359-368.

Jahn, B. M., & Cuvellier, H. (1994). Pb - Pb and U - Pb geochronology of carbonate rocks: an assessment. *Chemical Geology*, 115(1-2), 125-151.

Jones, M. Q. W. (2003). Thermal properties of stratified rocks from Witwatersrand gold mining areas. *Journal of the Southern African Institute of Mining and Metallurgy*, 103(3), 173-185.

Krogh, J., Banks, D., Midtgård, A. K., Frengstad, B., Lind, B., & Strand, T. (1998). Utjevningsbassengs innvirkning på radoninnholdet i grunnvann fra fast fjell. *The Geological Survey of Norway, NGU-report 98.097*.

Lee, C. R., & W. T. Cheng (1986). Preliminary Heat Flow Measurements in Taiwan, paper presented at. In *Fourth Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference, Singapore*.



Liebel, H. T., Stølen, M. S., Frengstad, B. S., Ramstad, R. K., & Brattli, B. (2012). Insights into the reliability of different thermal conductivity measurement techniques: a thermo-geological study in Mære (Norway). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 71(2), 235-243.

Liu, S.Y. (1966). Heat flow measurements through the deep oil wells in Miaoli. Report of Central Univ., Taiwan, Vol.1, 63-79.

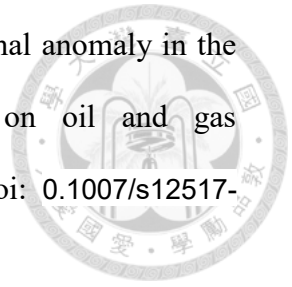
Ramstad, R. K., Midttømme, K., Liebel, H. T., Frengstad, B. S., & Willemoes-Wissing, B. (2015). Thermal conductivity map of the Oslo region based on thermal diffusivity measurements of rock core samples. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 74(4), 1275-1286, doi: 10.1007/s10064-014-0701-x.

Roy, R. F. (1981). Thermophysical properties of rocks. *Physical properties of rocks and minerals*.

Shyu, J. B. H., Sieh, K., Chen, Y. G., & Liu, C. S. (2005). Neotectonic architecture of Taiwan and its implications for future large earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B8), doi: 10.1029/2004jb003251.

Wu, S. K., Chi, W. C., Hsu, S. M., Ke, C. C., & Wang, Y. (2013). Shallow crustal thermal structures of central Taiwan foothills region. *Terr. Atmos.*

Zhao, Y., Bai, K., & Zhao, Y. (2019). Characteristics of a geothermal anomaly in the Fushan Sag, Beibuwan Basin, China, and its effects on oil and gas reservoirs. *Arabian Journal of Geosciences*, 12(22), 1-12, doi: 0.1007/s12517-019-4889-8.



中文文獻

余炳盛、方建能、宋聖榮、何鎮平(1999)，花東礦物岩石圖鑑，國立臺灣博物館，212 頁

吳文雄、楊燦堯、劉聰桂(2005)，臺灣的岩石，臺灣地理百科 65，遠足文化，臺北，208 頁。

林朝榮、周瑞燉(1978)，臺灣地質，茂昌圖書，臺北，450 頁。

郭奇龍、邢金池(1996)，臺灣主要礦物與岩石，臺灣省礦物局，臺北。

陳文山(2016)，臺灣地質概論，社團法人中華民國地質學會，臺北，204 頁。

陳汝勤、莊文星(1992)，岩石學，大學科學叢書 13，聯經出版事業公司，臺北，444 頁。

陳肇夏(1998)，臺灣的變質岩，經濟部中央地質調查所，357 頁。

鄧屬予(1997)，臺灣沉積岩，臺灣地質 9，經濟部中央地質調查所，臺北，235 頁。

網路文獻



工業技術研究院(2022)，地熱發電資訊網臺灣地熱大事紀，檢自
<https://www.geothermal-taiwan.org.tw/Memorabilia>。

經濟部能源局(2022 年 3 月 17 日)，能源轉型白皮書 109 年度執行報告，檢自
https://www.moeaboe.gov.tw/ECW/populace/content/ContentDesc.aspx?menu_id=15551。

附錄一 各樣本熱導係數測量情形



*編號如表 3-1-1、表 3-1-2

編號	第一次測量 熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)	第二次測量 熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)	第三次測量 熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)	平均熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)
1	2.01	2.01	2	2.01
2	3.33	3.4	3.4	3.38
3	3.12	3.04	3.12	3.09
4	1.83	1.82	1.82	1.82
5	1.32	1.37	1.29	1.33
6	2.04	2.37	2.11	2.17
7	1.99	2.18	2.05	2.07
8	1.83	1.88	1.84	1.85
9	1.54	1.57	1.67	1.59
10	2.45	2.47	2.44	2.45
11	5.57	5.19	5.41	5.39
12	2.37	2.46	2.5	2.44
13	2.88	2.88	2.94	2.90
14	1.9	2.03	1.99	1.97
15	3.04	3.07	3.14	3.08
16	2.44	2.43	2.46	2.44
17	3.49	3.5	3.56	3.52
18	2	2.02	2.06	2.03
19	2.11	2.11	2.11	2.11

編號	第一次測量 熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)	第二次測量 熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)	第三次測量 熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)	平均熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)
20	2.82	2.74	2.74	2.77
21	1.59	1.9	1.86	1.78
22	1.96	2.4	1.94	2.10
23	2.89	3.14	3	3.01
24	1.92	1.91	1.94	1.92
25	1.88	1.89	1.86	1.88
26	2.9	2.64	2.72	2.75
27	1.7	1.73	1.69	1.71
28	2.68	2.49	2.56	2.58
29	2.21	2.16	2.27	2.21
30	1.78	1.93	2.02	1.91
31	1.77	1.79	1.8	1.79
32	1.71	1.62	1.69	1.67
33	2.76	2.77	2.73	2.75
34	2.21	2.27	2.15	2.21
35	2.2	2.17	2.37	2.25
36	2.66	2.73	2.76	2.72
37	4	4	3.91	3.97
38	2.77	2.65	2.64	2.69
39	2.47	2.34	2.54	2.45
40	2.07	2.01	2.06	2.05
41	1.38	1.39	1.37	1.38

編號	第一次測量 熱導係數 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	第二次測量 熱導係數 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	第三次測量 熱導係數 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	平均熱導係數 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)
42	1.79	1.8	1.75	1.78
43	1.84	1.82	1.82	1.83
44	2.69	2.87	2.84	2.80
45	2.3	2.36	2.41	2.36
46	0.792	0.986	1.04	0.94
47	1.66	1.96	2.03	1.88

編號	第一次測量 熱導係數 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	第二次測量 熱導係數 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	第三次測量 熱導係數 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	平均熱導係數 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)
48	1.08	1.13	1.13	1.11
49	1.02	1.26	1.02	1.10
50	1.81	1.79	1.71	1.77
51	1.67	1.77	1.89	1.78
52	2.21	2.05	2.08	2.11
53	1.69	1.7	1.71	1.70
54	2.93	3	2.93	2.95
55	2.17	2.08	2.34	2.20
56	2.23	2.51	2.58	2.44
57	2.20	2.2	2.21	2.20
58	5.07	5.04	4.98	5.03
59	2.11	2.23	2.25	2.20
60	3.20	3.27	3.14	3.20

編號	第一次測量 熱導係數 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	第二次測量 熱導係數 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	第三次測量 熱導係數 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	平均熱導係數 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)
61	3.12	3.16	3.16	3.15
62	2.36	2.35	2.38	2.36
63	3.13	3.04	3.06	3.08
64	2.34	2.28	2.36	2.33
65	2.33	2.32	2.32	2.32
66	4.90	4.96	5.13	5.00
67	4.36	4.74	4.61	4.57
68	4.78	4.79	4.92	4.83
69	2.66	2.60	2.70	2.65
70	2.17	2.16	2.14	2.16
71	1.57	1.72	1.72	1.67
72	1.61	1.77	1.85	1.74
73	3.43	3.27	3.4	3.37
74	2.57	2.72	2.71	2.67
75	2.58	2.82	2.7	2.70
76	2.23	2.42	2.34	2.33
77	2.08	2.18	2.06	2.11
78	2.45	2.42	2.39	2.42
79	2.18	2.15	2.19	2.17
80	1.17	1.15	1.11	1.14
81	1.20	1.22	1.18	1.20
82	1.16	1.15	1.15	1.15

編號	第一次測量 熱導係數 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	第二次測量 熱導係數 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	第三次測量 熱導係數 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	平均熱導係數 (Wm ⁻¹ K ⁻¹)
83	1.09	1.1	1.17	1.12
84	2.63	3.05	3.10	3.00
85	3.65	3.96	3.84	3.73
86	0.70	1.35	1.26	1.28
87	1.71	1.73	1.73	1.72
88	2.12	1.83	2.15	2.03
89	1.85	1.9	2.13	1.96
90	0.33	0.435	0.331	0.37
91	0.40	0.435	0.373	0.40
92	1.64	1.88	1.82	1.78
93	2.04	1.9	1.7	1.88
94	2.04	1.94	1.96	1.98
95	1.88	1.88	1.86	1.87
96	1.76	1.74	1.74	1.75
97	2.27	2.83	2.52	2.54
98	1.87	2.17	1.8	1.95
99	0.53	0.68	0.674	0.63
100	0.52	0.638	0.631	0.60
101	0.30	0.322	0.359	0.33
102	1.48	1.54	1.54	1.52

附錄二 濕樣本熱導係數測量情形



*編號如表 3-1-1、表 3-1-2

編號	第一次測量 熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)	第二次測量 熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)	第三次測量 熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)	平均熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)
2	3.68	3.85	3.73	3.75
4	2.59	2.66	2.66	2.64
5	2.26	2.21	2.18	2.22
7	2.47	2.45	2.54	2.49
8	2.27	2.26	2.28	2.27
10	2.51	2.54	2.65	2.57
11	5.49	5.75	5.62	5.62
17	3.97	4.2	4.07	4.08
19	2.69	2.68	2.65	2.67
29	2.58	2.72	2.65	2.65
31	2.23	2.15	2.34	2.24
34	2.89	2.93	2.88	2.90
36	3.17	3.13	3.3	3.20
40	1.92	2	1.94	1.95
42	1.96	1.97	1.95	1.96
47	2.45	2.29	2.33	2.36
56	3.37	3.17	3.29	3.28
58	5.61	5.69	5.68	5.66
60	3.38	3.49	3.34	3.40

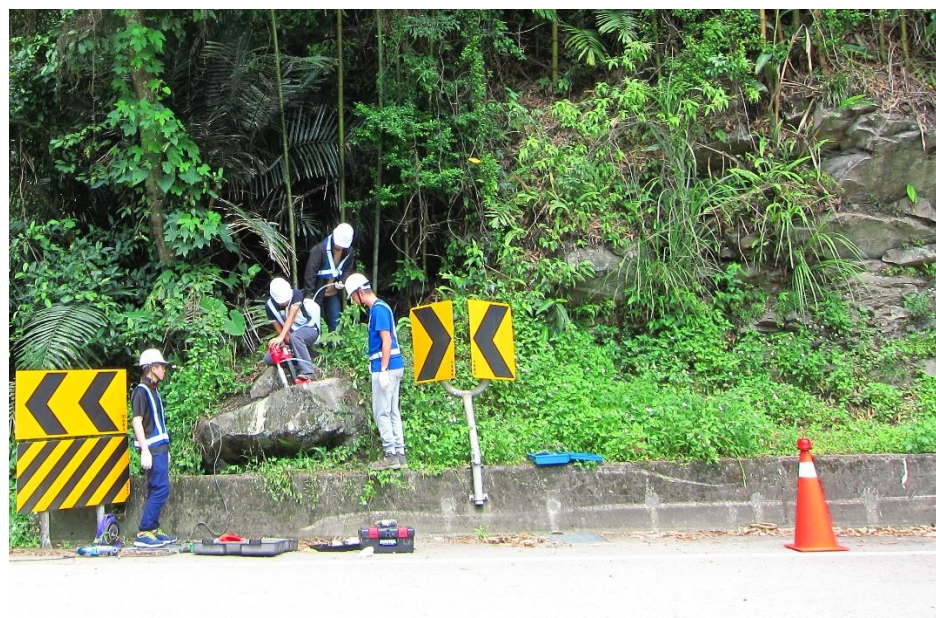
編號	第一次測量 熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)	第二次測量 熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)	第三次測量 熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)	平均熱導係數 ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)
75	2.78	2.83	2.78	2.80
82	1.35	1.39	1.31	1.35
83	2.03	2.05	2.05	2.04
84	3.39	3.46	3.61	3.49
90	0.678	0.729	0.632	0.68
99	1.53	1.52	1.5	1.52
102	1.51	1.53	1.56	1.53

附錄三 岩心及岩石樣本描述



*編號如表 3-1-1、表 3-1-2，對有浸水的 26 個樣本進行樣本描述

樣本編號	2
樣本尺寸	直徑 54.78 mm，長 68.11 mm
樣本描述	木山層岩心，大致上呈灰色，由砂粒組成，岩性上應屬砂岩，組成相當緻密，較無裂隙，有少量石英填充



樣本編號	4
樣本尺寸	直徑 54.57 mm，長 58.81 mm
樣本描述	南港層岩心，大致上呈咖啡色，組成上大部分為砂粒，有少量泥質物質填入，岩性上應屬泥質砂岩
	

樣本編號	5
樣本尺寸	直徑 54.90 mm，長 66.83 mm
樣本描述	南莊層岩心，由砂粒和石英粒組成，不過膠結不好，有許多肉眼可見的空隙，表面較為粗糙
	

樣本編號	7
樣本尺寸	直徑 55.04 mm，長 50.16 mm
樣本描述	長枝坑層的岩心，大致上呈黑色，由較為細小顆粒組成，排列緻密，露頭上也有頁理構造和鉛筆狀構造，應為頁岩，由於頁理構造發達，岩心較為破裂，有肉眼可見裂隙
 	

樣本編號	8
樣本尺寸	直徑 53.66 mm，長 53.49 mm
樣本描述	桂竹林層的岩心，大致上呈土黃色， 組成為砂粒，和少量泥質，有許多孔 隙，應為泥質砂岩
	

樣本編號	10
樣本尺寸	直徑 54.73 mm，長 76.64 mm
樣本描述	西村層岩心，岩心呈現黑色，露頭呈 現緻密塊狀，但又不似板岩或片岩等 具有明顯的葉理狀構造，所以此樣本 應為硬頁岩，表面較為光滑
	



樣本編號	11
樣本尺寸	直徑 55.40 mm，長 90.71 mm
樣本描述	四稜砂岩的岩心，呈現灰色，有許多石英顆粒亦有砂粒，相當緻密，膠結優良，應屬變質砂岩



樣本編號	17
樣本尺寸	直徑 55.17 mm，長 89.98 mm
樣本描述	利稻層的岩心，岩心呈現灰黑色，露頭上有明顯的板劈理，岩心組成排列相當緻密且具有方向性，應為板岩
 	

樣本編號	19
樣本尺寸	直徑 54.98 mm，長 76.11 mm
樣本描述	古樓層岩心，呈現灰色帶些綠色，露頭有明顯的板劈理，應為板岩，此岩心為少數平行層理的鑽取，劈理間有石英脈充填
 	

樣本編號	29
樣本尺寸	直徑 54.98 mm，長 57.87 mm
樣本描述	得克利片麻岩的岩心，從岩心就可觀察明顯的片麻理，應為片麻岩，組成緻密，表面相對光滑
	

樣本編號	31
樣本尺寸	直徑 55.08 mm，長 44.37 mm
樣本描述	谷園片岩的岩心，呈現灰色夾帶白色石英，外觀波形相當小尺度的褶皺，於露頭和岩心樣本上都可見片理構造，應為片岩，可見石英和雲母
 	

樣本編號	34
樣本尺寸	直徑 55.37 mm，長 57.50 mm
樣本描述	天祥層的岩心，呈現灰色，於露頭和岩心樣本上都可見片理構造，而於樣本上可見大量石英和雲母，應為石英雲母片岩
 	

樣本編號	36
樣本尺寸	直徑 55.13 mm，長 56.44 mm
樣本描述	碧綠層的岩心，呈現灰色接近黑色，於碧綠隧道外採集，組成排列緻密，從露頭和岩心可見千枚理，應為千枚岩，樣本底部有大量石英脈的入侵
 	

樣本編號	40
樣本尺寸	直徑 55.17 mm，長 36.12 mm
樣本描述	都鑾山層的岩心，呈現灰色，可從岩心看到大量輝石和角閃石結晶，組成排列緻密，應為安山岩
	

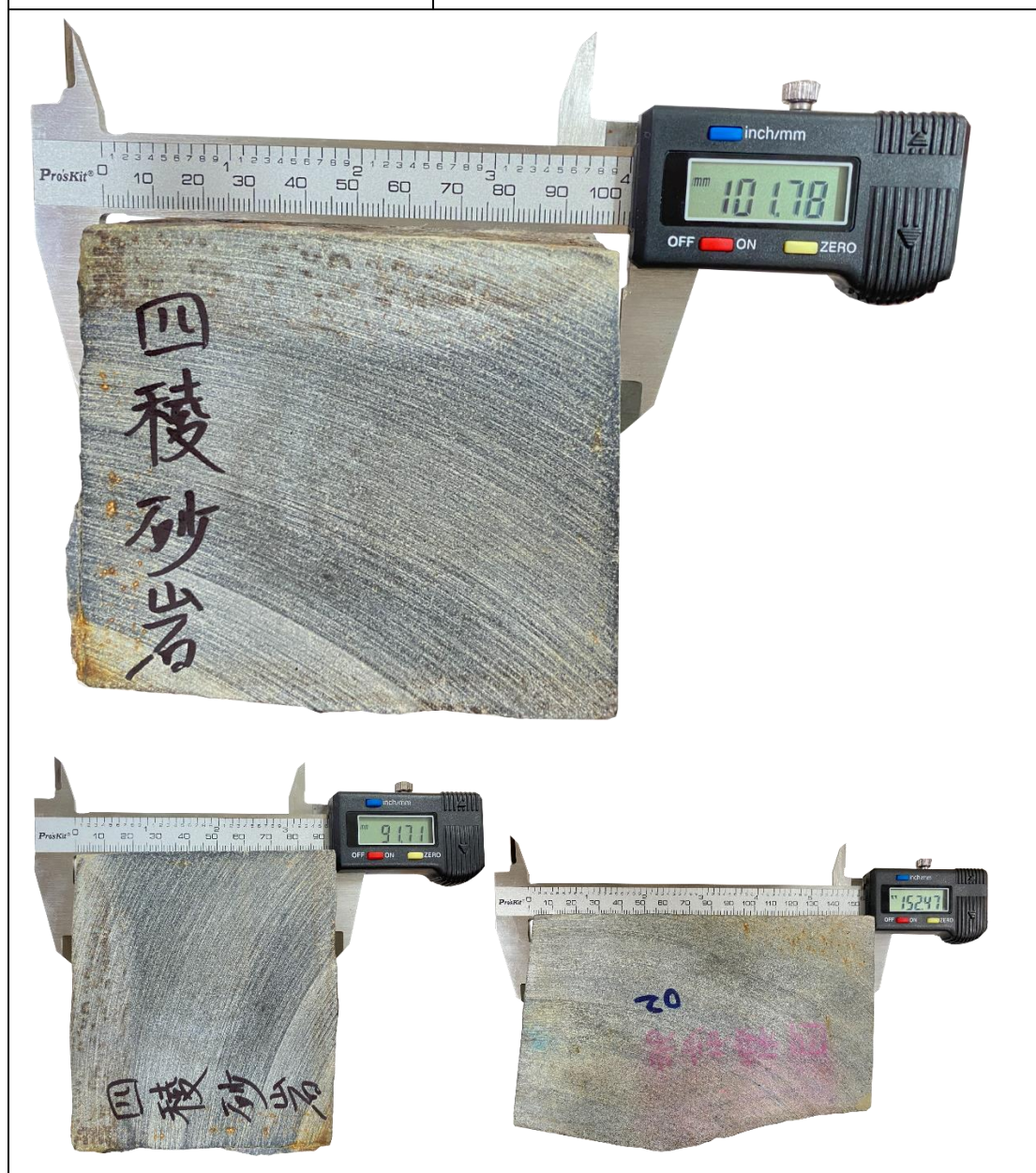
樣本編號	42
樣本尺寸	直徑 55.12 mm，長 103.47 mm
樣本描述	八里灣層的岩心，呈現白色帶點黃色，組成為較大顆粒的礫石，應為礫岩，有許多明顯的孔洞
	

樣本編號	47
樣本尺寸	直徑 55.23 mm，長 88.72 mm
樣本描述	恆春石灰岩的岩心，呈現黃白色，有方解石和白雲石，應為石灰岩，從岩心可見許多空隙



樣本編號	56
樣本尺寸	長 84.19 mm，寬 70.56 mm，高 78.95 mm
樣本描述	卓蘭層的岩石，呈現灰色，由砂粒組成，並且有部分石英，應為砂岩，組成排列緻密
	

樣本編號	58
樣本尺寸	長 101.78 mm，寬 91.71 mm，高 152.47 mm
樣本描述	四稜砂岩的岩石，呈現灰黑色，由砂粒和大量石英的充填所組成，應為變質砂岩，組成排列緻密



樣本編號	60
樣本尺寸	長 101.67 mm，寬 115.57 mm，高 103.81 mm
樣本描述	澳底層的岩石，呈現黑色，由砂粒組成，並且有些石英的填充，應為砂岩，組成排列相當緻密，不過有些少量的裂隙



樣本編號	75
樣本尺寸	長 143.22 mm，寬 126.33 mm，高 49.88 mm
樣本描述	九曲大理岩的岩石，呈現灰色和白色，有明顯多的方解石，應為大理岩，組成排列相當緻密



樣本編號	82
樣本尺寸	長 137.14 mm
樣本描述	鰲溪再積火山碎屑岩的岩石，呈現咖啡色，由大型和小型的岩屑所組成，又有些輝石，應為火山碎屑岩，有明顯裂隙
	

樣本編號	83
樣本尺寸	長 128.68 mm
樣本描述	石門火山角礫岩，呈現灰色，由稜角分明的礫石所組成，還有輝石，應為火山角礫岩，細部觀察到許多小孔隙
	

樣本編號	84
樣本尺寸	長 147.73 mm，寬 120.40 mm，高 124.82mm
樣本描述	八里灣層的水璉礫岩，大都呈現灰色，有顆包裹體成綠色，有可能是橄欖石或蛇綠岩，由大型和小型礫石所組成，應為礫岩，排列緻密，相對其他水璉礫岩的樣本膠結好



樣本編號	90
樣本尺寸	長 153.26 mm，寬 94.40 mm，高 123.06 mm
樣本描述	馬鞍山層的岩石，呈現土黃色，露頭上有許多生物化石(滿月蛤)，膠結很差，由砂粒和些微泥質所組成，應為泥質砂岩，有許多肉眼可見的孔隙，外表相當粗糙



樣本編號	99
樣本尺寸	長 103.67 mm，寬 85.47 mm，高 34.20 mm
樣本描述	四溝層的岩石，呈現土黃色，露頭上有許多生物化石，膠結很差，容易剝落，由砂粒和大量泥質所組成，應為泥質砂岩，膠結不好易變形，滴水容易滲入表示其孔隙也很多



樣本編號	102
樣本尺寸	長 109.35 mm，寬 79.79 mm，高 131.88 mm
樣本描述	澎湖的岩石，呈現黑色，於六角柱狀的玄武岩採集，應為玄武岩，組成排列緻密