

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

利用紅外線熱像儀釐定利氏海底熱流探針之熱容量及偵

測沉積物中之天然氣水合物的探討

Using the Infrared Thermal Camera to Determine the Heat  
Capacity of Lister-type Marine Heat Probe and Detect the  
Gas Hydrate in Coring Sediments



廖可鈞

Ko-Chun Liao

指導教授：徐春田 博士

Advisor: Chuen-Tien Shyu, Ph.D.

中華民國99年1月

January, 2010

國立臺灣大學碩士學位論文  
口試委員會審定書

利用紅外線熱像儀釐定利氏海底熱流探針之熱容量及  
偵測沉積物中之天然氣水合物的探討

Using the Infrared Thermal Camera to Determine the  
Heat Capacity of Lister-type Marine Heat Probe and Detect  
the Gas Hydrate in Coring Sediments

本論文係廖可鈞君 (R96241313) 在國立臺灣大學海洋研究所完  
成之碩士學位論文，於民國 99 年 1 月 27 日承下列考試委員審查通過  
及口試及格，特此證明

口試委員：

徐壽田

(簽名)

李如雲 (指導教授)

劉宗遠

喬江平

江和坤

喬江平

(簽名)

系主任、所長

## 謝誌

兩年的研究所學習歷程對我而言意義非凡，在完成這本論文時也劃下不捨的句點，衷心感謝兩年多來許多人對我的支持、關懷與幫助。首先深摯感謝我最尊敬、最敬愛的指導老師徐春田教授，老師總是耐性十足的對我指導，不厭其煩的聆聽並解答我的問題，老師豐富的知識及嚴謹的態度不斷地導引我往正確的方向邁進。同時非常感謝口試委員劉家瑄教授、喬凌雲教授、李昭興教授與許樹坤教授的悉心指導，本研究才能順利完成。接下來感謝實驗室的夥伴，協堂學長與宏毅學長總是熱心地為我解惑，在信宏學長與季達學長的教導下，讓我剛進這個實驗室時感受到的陌生即迅速消失。特別感謝地調所陳柏淳的幫忙，使我的實驗得以完成。另外還要感謝智睿學長、佳瑜學長、傑閔、佩怡、宛芬、玲雯、映仲、詹肥、佑聰、苾芬、偉綸、川哲、鈺婷、小愛、小倫、琪鈺、千惠、筱雨、智軒、飯桶、小威、聖峰、鳳儀、武、怡芳、力剛、咪、綠、魔、鍵盤、Pinky、育玲、佳翎及「海研一號」上非常辛苦的邱協棟及其他作業員，無論是在課業或是生活中都給我非常大的幫助。最後我要感謝至始至終都支持著我的家人及女朋友，你們是我求學最大的動力，謝謝你們，我愛你們。

## 摘要

利用地熱的方法探測天然氣水合物，主要是根據海床之溫度梯度與天然氣水合物的穩定曲線之交點推估天然氣水合物的穩定帶底部（Base of Gas Hydrate Stability Zone；BGHS）的深度，以及天然氣水合物在減壓及升溫的情況下解離，產生急速吸熱之異常現象而偵測它的存在。一般學界廣泛地採用了利氏海底熱流探針（Lister-type marine heat probe）測量海床原位（in situ）之溫度梯度及熱導係數，然而從探針所取得之資料做迴歸計算求取海床之溫度梯度及熱導係數時，必須假定探針之熱容量為已知，但是目前並無一有效的方法來釐定探針的熱容量，僅能根據組成的材料來推估熱容量，因此估算出來的熱容量可大可小，範圍高達 $\pm 20\%$ 以上，實際上我們發現熱容量對求解上述參數的結果影響極大，尤其是溫度梯度，當然也就影響了BGHS深度的推估。因此我們提出了兩種方法，其一是將漆包線纏繞在探針表面，並觀察漆包線隨溫度而改變的電阻；其二是使用紅外線熱像儀（Infrared thermal camera）直接掃描探針表面溫度的變化。經實驗測試的結果就準確度及方便性而言，紅外線掃描法遠優於漆包線纏繞法，所測出來熱容量的標準偏差僅在 $\pm 2\%$ 以內，較一般估計值的偏差範圍縮小了十倍。

另外，將天然氣水合物從海床下取出至海面時，由於升溫及減壓的結果會使天然氣水合物解離而快速吸熱，產生熱導係數及低溫異常的情形，此時如使用紅外線熱像儀進行掃描即可快速研判有無天然氣水合物，估計從海床表面採集沉積物至船上的時間約需兩個小時，實驗結果顯示，顆粒狀的天然氣水合物與沉積物的比例即使非常少，經過兩個小時後仍然能發現與周圍沉積物的溫度尚有 $1^{\circ}\text{C}$ 左右的溫差。

在預定鑽井採取天然氣水合物的各測站中，四個測站顯示出熱導係數相當高並會隨時間而快速下降的異常，其中之三站在紅外線熱像中有低溫異常的出現，而且兩種異常現象出現的位置極為接近，尤其是在測站KP-7-1，出現了沉積物中含有天然氣水合物的所有前述的熱異常現象，應該是最有可能含有天然氣水合物的地點。

關鍵詞：紅外線熱像儀掃描、釐定利氏海底熱流探針之熱容量、天然氣水合物、  
天然氣水合物的穩定帶底部、熱異常。



# Abstract

From the study of gas hydrate related thermal phenomena; it is possible to estimate the base of gas hydrate stability zone (BGHS) based on the intersection of the temperature gradient and the gas hydrate stability boundary curve and detect the gas hydrate within the sediment via negative temperature anomaly induced from the dissociation of gas hydrate during temperature raising and depressurizing. The Lister-type marine heat probe has been extensively utilized to measure in situ temperature, temperature gradient and thermal conductivity.

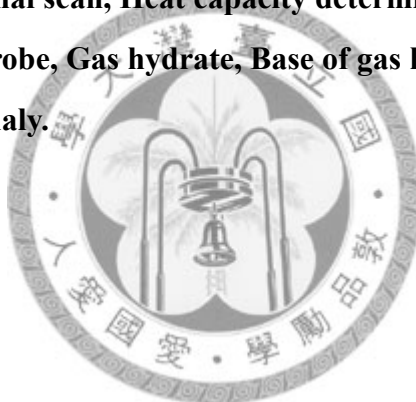
However, the difficulty is we can only assume the thermal capacity of the probe when the data are regressed to calculate the temperature, temperature gradient and thermal conductivity of the seabed sediments, as there are currently no methods to precisely determine the probe's heat capacity. We can only make very rough estimates of the heat capacity based on the building materials of the probes. In general, the estimated range could vary up to  $\pm 20\%$ . Yet we have come to understand that the heat capacity affects the calculated results greatly, especially the temperature gradient, which would further influence the estimated depth of BGHS. Here we have developed two alternative methods. One is to wrap the probe with enameled wire and observe its resistance corresponding to the temperature change. The other is to use infrared camera to scan the temperature change on the probe. After experimenting with both methods, we have found the infrared scanning method to be far better than the enameled wire method in both accuracy and convenience. Furthermore, the standard deviation of heat capacity measured by the infrared scanning method is within  $\pm 2\%$  which is about one order better than conventional estimate.

Due to temperature raising and depressurizing as we transport the gas hydrate from the seabed toward the sea surface, it will dissociate and rapidly absorb the surrounding heat, which would produce anomalies in thermal conductivity and negative temperature. According to our experiments, even when the sediment is

bearing very little granulated gas hydrate, we can still detect the negative temperature anomaly of about 1 °C after two hours which is normally the time it takes to carry the sediment from seabed to the coring vessel.

In the planed drilling sites for gas hydrate investigation, four of the sites have show anomalies in thermal conductivity. Amongst them, three of the sites have also shown negative temperature anomalies in infrared thermal images. The locations of these two related anomalies were in very close proximity. Particularly at site KP-7-1, we have detected every thermal anomaly indicating the presence of gas hydrate within the sediment.

**Keyword: Infrared thermal scan, Heat capacity determination of Lister-type marine heat probe, Gas hydrate, Base of gas hydrate stability zone, Thermal anomaly.**



# 目錄

口試委員會審定書 .....	I
謝誌 .....	II
摘要 .....	III
Abstract .....	V
目錄 .....	VII
圖目錄 .....	IX
<b>第1章 緒論 .....</b>	<b>1</b>
1.1 研究動機與目的 .....	1
1.2 實驗測試地點 .....	2
1.3 本文內容簡介 .....	2
<b>第2章 地熱探測 .....</b>	<b>5</b>
2.1 熱流值的量測 .....	5
2.2 測量儀器 .....	6
2.3 儀器配置與施測流程 .....	10
2.4 資料處理 .....	13
2.4.1 溫度校正 .....	13
2.4.2 溫度梯度 .....	16
2.4.3 熱導係數 .....	18
2.5 902B航次地熱資料 .....	20
2.6 熱容量對利氏海底熱流探針量測溫度、溫度梯度及熱導係數的影響 .....	22
2.6.1 熱容量對求解溫度的影響 .....	23



2.6.2 熱容量對推估BGHS的影響.....	24
<b>第3章 紅外線測溫原理及儀器介紹.....</b>	<b>26</b>
3.1 紅外線測溫原理.....	26
3.2 紅外線的基本理論.....	26
3.3 儀器介紹.....	31
3.4 溫度校正.....	34
<b>第4章 釐定利氏海底熱流探針之熱容量.....</b>	<b>36</b>
4.1 將探針針管纏繞漆包線並觀察其電阻之變化.....	37
4.2 使用紅外線熱像儀直接掃描探針表面所得之溫度.....	41
4.3 資料處理.....	45
4.4 兩種釐定利氏海底熱流探針之熱容量方法的比較.....	48
4.4.1 放出熱脈衝後利氏海底熱流探針的溫度分佈.....	51
4.5 紅外線掃描法釐定利氏海底熱流探針的結果與討論.....	53
<b>第5章 紅外線熱像儀偵測沉積物之天然氣水合物.....</b>	<b>57</b>
5.1 偵測實驗室中合成之天然氣水合物的解離時間及溫差.....	57
5.2 以紅外線熱像儀偵測台灣西南海域之天然氣水合物.....	66
5.2.1 儀器配置及施測流程.....	66
5.2.2 資料處理.....	68
5.2.3 紅外線熱像儀偵測天然氣水合物的結果.....	71
5.3 將紅外線熱像儀掃描而得的資料與地熱資料的比較.....	80
<b>第6章 結論.....</b>	<b>84</b>
<b>參考文獻.....</b>	<b>86</b>

# 圖目錄

圖 1-1：台灣西南海域BSR之分部及其在海床下之深度圖。(摘自 Liu et al., 2007)	3
圖 1-2：根據天然氣水合物穩定曲線(紅色)與溫度梯度線(藍色)之交叉點可推估BGHS之深度。(摘自 Ruppel, 2007)	3
圖 1-3：紅外線熱像儀所掃描之沉積物岩心影像。(摘自Ford et al., 2003)	4
圖 1-4：利用「海研一號」902B航次在臺灣西南海域搜集了17個地熱測站的位置。	4
圖 2-1：臺灣大學海洋研究所研發製作之利氏海底熱流探針。	8
圖 2-2：各測站溫度隨海床深度變化情形。(摘自Kaul et al.,2000)	8
圖 2-3：附著式小型溫度探針。	9
圖 2-4：熱傳導分析儀。	9
圖 2-5：將剛取得之岩心放置在水水中量測熱導係數。	12
圖 2-6：利氏海底熱流探針溫度校正圖。	14
圖 2-7：由利氏海底熱流探針的資料推求溫度梯度。	17
圖 2-8：由利氏海底熱流探針的資料推求沉積物的熱導係數。	19
圖 2-9：天然氣水合物穩定曲線及溫度梯度推求天然氣水合物穩定帶底部(BGHS)之例。	20
圖 2-10：所推求之溫度因熱容量的增減而產生之差值以百分比表示。	23
圖 2-11：熱容量的錯估對推算BGHS深度的影響。	25
圖 3-1：電磁波光譜圖。	29
圖 3-2：Planck曲線圖。	29
圖 3-3：美國FLIR公司所製造的紅外線熱像儀SC4000型及其規格。	32
圖 3-4：紅外線熱像儀所施測的樣品。	33
圖 3-5：在探針表面對應於針內之處熱敏電阻之處貼上一層薄薄的黑色膠帶以高	

放射率。 .....	33
圖 3-6：紅外線熱像儀所接收到的輻射能量來自待測物本身、周遭環境的能量經由待測物反射及大氣的輻射能量。(摘自：FLIR System說明書) .....	35
圖 4-1：漆包線纏繞法之連接方式。 .....	38
圖 4-2：量測漆包線電阻值隨時間之變化。 .....	38
圖 4-4：漆包線之電阻與溫度之關係圖。 .....	39
圖 4-3：漆包線電阻轉成溫度之方法。 .....	39
圖 4-5：比對探針管內的溫度(紅色線)與漆包線所反應的溫度(綠色線)關係。 ...	40
圖 4-6：紅外線熱像儀掃描熱流探針熱敏電阻處。 .....	41
圖 4-7：鍍鉻之探針表面過於光亮造成放射率低無法觀測到溫度上升的情形。 .....	42
圖 4-8：在探針表面貼上一層黑色膠帶後便可看出溫度上升的情形。 .....	43
圖 4-9：比對探針管內之溫度(紅色線)與紅外線熱像儀所反應之溫度(綠色線)的關係。 .....	44
圖 4-10：探針溫度資料及熱像儀溫度資料選取迴歸的部分。 .....	46
圖 4-11：根據當時空氣溫度的散熱情況求取 $T_0$ 。 .....	46
圖 4-12：比較漆包線纏繞法(上圖)與紅外線掃描法(下圖)的結果。 .....	50
圖 4-13：放熱脈衝後針管表面溫度隨時間之變化。 .....	52
圖 4-14：以紅外線掃描法觀測探針表面溫度分佈隨時間之變化。 .....	52
圖 4-15：使用紅外線掃描法釐定熱容量的誤差百分比及個數。 .....	56
圖 5-1：在一約50公分長的岩心膠管中置入海床取得之沉積物及粗顆粒和細顆粒的人工合成之天然氣水合物。 .....	59
圖 5-2：以紅外線熱像儀對混入人工合成天然氣水合物之岩心管進行掃描攝影。 .....	59
圖 5-3：含有5公克及7公克天然氣水合物的沉積物岩心之熱像圖。 .....	60
圖 5-4：圖5-3中(a)到(e)中藍直線剖面的溫度分布圖。 .....	61

圖 5-5：測試天然氣水合物解離時間的標本概念圖。	64
圖 5-6：天然氣水合物的標本在反應釜(箭頭所指處)中經過至少兩個小時的緩慢升溫及降壓。	64
圖 5-7：測試天然氣水合物解離時間的熱像圖及其溫度分佈圖。	65
圖 5-8：將測試後的天然氣水合物取出觀察。	65
圖 5-9：紅外線熱像儀連接電腦及岩心放置於鐵架上。	67
圖 5-10：紅外線熱像儀拍攝所得的最原始資料圖。	68
圖 5-11：每段約20公分之紅外線影像。	69
圖 5-12：整支岩心的紅外線影像(左)及其對應的溫度剖面圖(右)。	70
圖 5-13：以活塞岩心器在902TEM27測站採得之岩心熱像圖。	72
圖 5-14：902TEMKP-5-3測站之熱像圖(左圖)。	73
圖 5-15：902TEM5測站之熱像圖(左圖)及溫度剖面圖(右圖)。	74
圖 5-16：902TEM8測站之熱像圖(左圖)及溫度剖面圖(右圖)。	74
圖 5-17：902TEM9測站之熱像圖(左圖)及溫度剖面圖(右圖)。	75
圖 5-18：902TEMKP-7-1測站之熱像圖(左圖)及溫度剖面圖(右圖)。	75
圖 5-19：902TEM2測站之熱像圖(左圖)及溫度剖面圖(右圖)。	76
圖 5-20：902TEMHSU1測站之熱像圖(左圖)及溫度剖面圖(右圖)。	76
圖 5-21：902TEMHSU2測站之熱像圖(左圖)及溫度剖面圖(右圖)。	77
圖 5-22：902TEMG14測站之熱像圖(左圖)及溫度剖面圖(右圖)。	77
圖 5-23：902TEMG3測站之熱像圖(左圖)及溫度剖面圖(右圖)。	78
圖 5-24：902TEMT6測站之熱像圖(左圖)及溫度剖面圖(右圖)。	78
圖 5-25：902TEMN2測站之熱像圖(左圖)及溫度剖面圖(右圖)。	79
圖 5-26：海床表層沉積物有出現快速吸熱異常現象的測站位置(測站位置及相關資料見表2-2)。	81
圖 5-27：測站902TEMG14、902TEMHSU2、902TEMKP-7-1岩心沉積物之熱導係	

數偏高且有隨時間而快速下降的情況。 .....	82
圖 5-28：測站902HTKP-7-1及902TEMKP-7-1的利氏海底熱流探針(上圖)及附著式 小型溫度探針的溫度資料(下圖)。 .....	83



## 表目錄

表 2-1：附著式小型溫度探針與溫鹽深儀的溫度修正表。.....	15
表 2-2：各地熱測站詳細資料表。.....	21
表 2-3：調整熱容量後利氏海底熱流探針量測到的結果。.....	22
表 2-4：兩個熱敏電阻之間的熱容量增減所可能產生的溫度梯度及與原測值之比較以百分比示之。.....	24
表 4-1：漆包線纏繞法及紅外線掃描法的比較。.....	48
表 4-2：使用紅外線熱像儀釐定利氏海底熱流探針所獲得的各項參數。.....	53
表 5-1：出現各種快速吸熱現象的測站。.....	81



# 第1章 緒論

## 1.1 研究動機與目的

常用探測天然氣水合物的方法可分為(1)間接的遙測法：主要是指在震測剖面上尋找震測仿擬反射(Bottom Simulation Reflector; BSR)及以地電阻法尋找高電阻區等，(2)直接的現場採樣法：包括地溫(熱流)量測、井測及岩心的化學性質分析等。

臺灣西南海域由反射震測剖面上所發現的海底仿擬反射面其分佈面積可達11,000平方公里(Liu et al., 2007)(圖1-1)，根據海底溫度梯度的推估其厚度約為250~400公尺(Shyu et al., 2006)，初步估計總體積應有五千億立方公尺以上，若能全部開發可供國內使用五十年以上，此外該區常伴隨有泥貫入體及泥火山等構造，也是適合於天然氣水合物的賦存(Chi et al., 1998; Shyu et al., 1998)。

目前以地熱方法來探測天然氣水合物時，利氏海底熱流探針(Lister-type marine heat probe)是國際間普遍使用的儀器，因為此方法能夠得到海床原時原位(in situ)的溫度及熱導係數，然而從所得資料迴歸計算前述兩種參數均需假定探針之熱容量為已知，實際測試後也發現熱容量的誤差會嚴重影響到溫度梯度，進而誤判天然氣水合物穩定帶底部(Base of Gas Hydrate Stability Zone; BGHS)的深度(圖1-2)，但是前人所估計的熱容量皆不精確，Hartmann and Villinger (2002)以 $\pm 20\%$ 的範圍之熱容量變化來討論對推求熱導係數的影響；Lee et al. (2003)的數字模擬計算中，管徑8 mm的探針熱容量值從145至210 J/mK都有用到，凸顯出大家對熱容量大小的估計還相當沒有把握。

另外，天然氣水合物原本適合存在於高壓及低溫的環境下，當含天然氣水合物的沉積物從海床之下取至海面時，會因升溫及降壓破壞它存在的條件而產生解離，從原來的固態轉變成液態或氣態，因解離作用是一種吸熱的反應，於是近年

來為達迅速研判海底沉積物的表層是否含有天然氣水合物，都會採取即時觀察岩心樣品是否有溫度異常（Ford et al., 2003; Weinberger et al., 2005）及熱導係數異常（Shyu et al., 2006; Poort et al., 2007）的現象發生。所以一般除了先前已廣泛使用來量測海床溫度及熱導係數的利氏海底熱流探針、附著式小型溫度探針及熱傳導分析儀（Thermal conductivity analyzer）之外，也同時採用了紅外線掃描法，當岩心回收至船上時，利用紅外線熱像儀（Thermal infrared camera）迅速掃描出岩心中因含有天然氣水合物的解離而大量吸熱所造成的低溫異常區（圖1-3）。

文中將探討熱容量對求解溫度、溫度梯度及熱導係數的影響，並提出漆包線纏繞法及紅外線掃描法，同時比較兩種方法的優劣，最終之目的就是在前述兩種方法中，尋找出一個較為準確及方便的方法，以有效釐定熱探針之熱容量，然後將其應用於製作之探針上。另外，在利用紅外線掃描法偵測沉積物是否含有天然氣水合物方面，我們將在實驗室內做實驗觀察此法的有效性，並將其應用於實際在預定之鑽井區所取得的各測站岩心上。

## 1.2 實驗測試地點

本文實驗測試地點位於北緯22度至北緯22.4度、東經119.8度至東經120.1度之間（圖1-4），海上數據為「海研一號」研究船於2009年6月9日至14日，為期5天的902B航次所取得共17站的地熱資料，其中有13個站位是國內首次使用紅外線熱像儀來偵測沉積物是否含有天然氣水合物。

## 1.3 本文內容簡介

本文共分六章，第一章闡明研究動機與目的；第二章介紹地熱探測所使用的儀器、研究方法、資料處理及釐定熱容量的重要性；第三章說明紅外線熱像儀的測溫原理、儀器介紹；第四章介紹釐定利氏海底熱流探針熱容量的方法及討論所得到的結果；第五章介紹紅外線熱像儀於實驗室中測試的效果及實際應用在偵測台灣西南海域之天然氣水合物的結果，並與其它地熱資料作比對；第六章為結論。



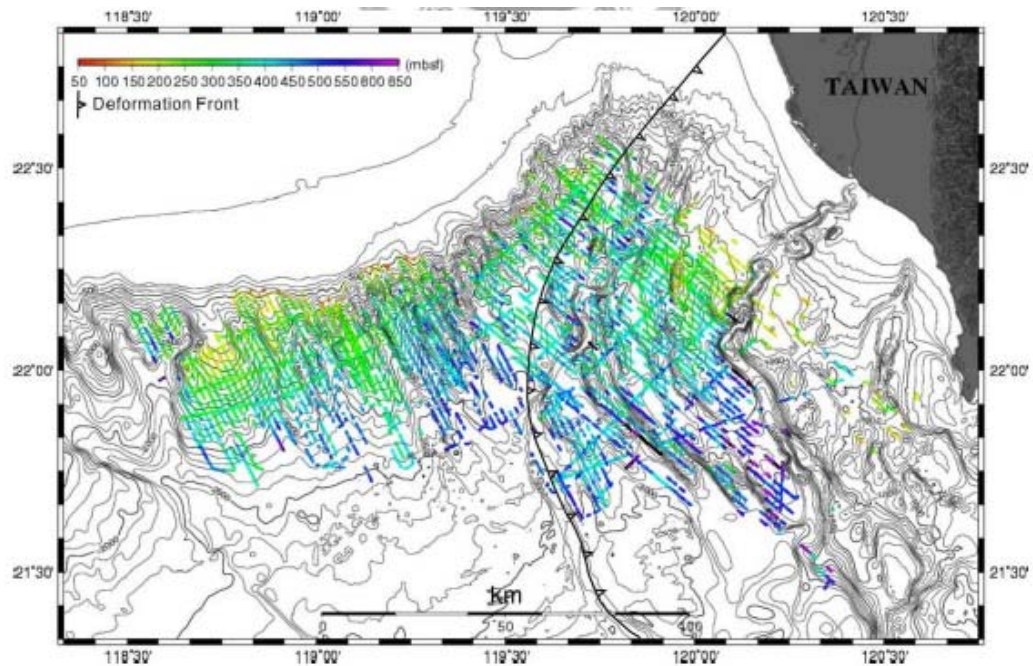


圖 1-1：台灣西南海域BSR之分部及其在海床下之深度圖。(摘自 Liu et al., 2007)

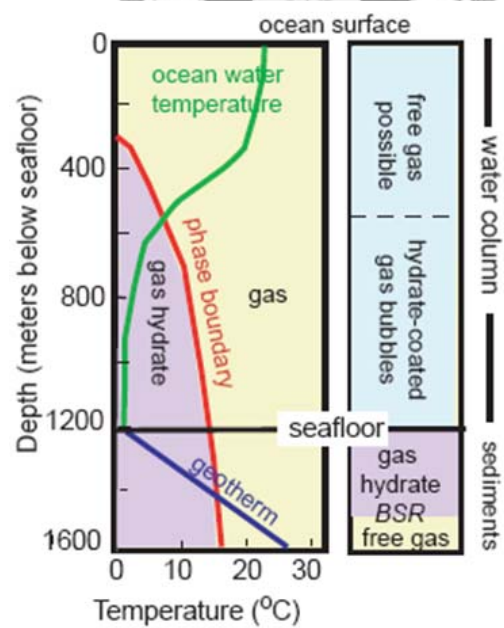


圖 1-2：根據天然氣水合物穩定曲線(紅色)與溫度梯度線(藍色)之交叉點可推估 BGHS之深度。(摘自 Ruppel, 2007)

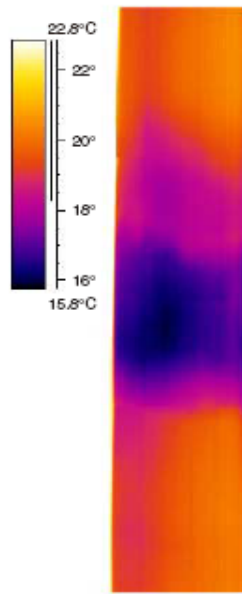


圖 1-3：紅外線熱像儀所掃描之沉積物岩心影像。影像中呈深紫色之處即為低溫異常區，也是天然氣水合物可能存在的地方，低溫異常區與周遭平均溫度差約4 °C 左右。(摘自Ford et al., 2003)

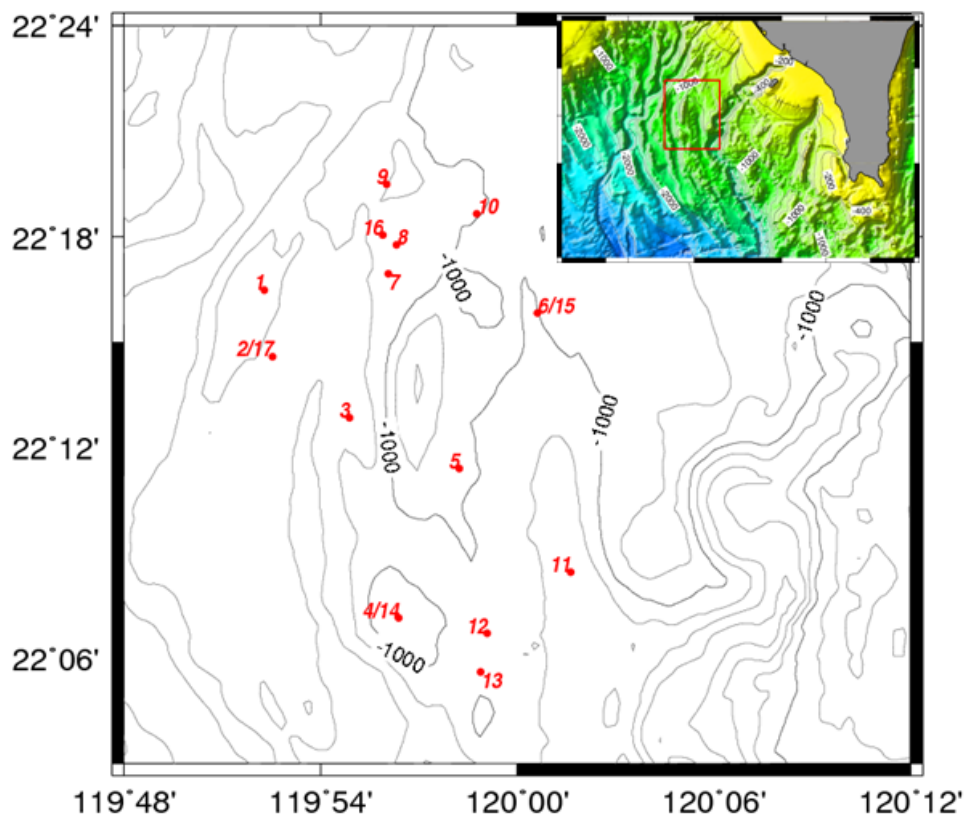


圖 1-4：利用「海研一號」902B航次在臺灣西南海域搜集了17個地熱測站的位置。

## 第2章 地熱探測

由圖1-2中的天然氣水合物穩定曲線，可預測當溫壓條件超出天然氣水合物的相界時（即在穩定曲線右上方），不會有天然氣水合物的生成，即使是原已存在的天然氣水合物也會解離成水及甲烷、乙烷等氣體。而天然氣水合物的相界曲線隨溫度的變化十分陡峭，表示天然氣水合物對於溫度變化的敏感度遠高於壓力變化的效應，因此，利用海床的溫度資料來研判天然氣水合物的生存條件，便成為非常重要的方法之一。

### 2.1 熱流值的量測

地球在形成後即不斷向外散熱，在地表量測地球散熱的速率便成為瞭解地球內部熱構造及熱源性質的重要方法。熱流為一向量，表示每秒通過單位面積的熱量，若熱量的流通是以傳導方式進行，則熱流（ $Q$ ）的定義為：

$$Q(W / m^2) = -K \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2-1)$$

各參數定義如下：

$K$ ：熱傳導係數，表示物質傳遞熱的能力。

$T$ ：溫度。

$z$ ：深度，對地球而言向下為正值。

$\frac{\partial T}{\partial z}$  即為溫度隨深度的變化，稱之為溫度梯度( temperature gradient )。

海底的熱流值是藉由測得垂直的溫度梯度及當地的熱傳導係數相乘而得。

## 2.2 測量儀器

目前國際間對海洋天然氣水合物賦存區之溫度調查較普遍的是採用可穿透海床4~5公尺的利氏( Lister )海底熱流探針以及能附著於長岩心管之小型溫度探針(可達岩心取樣器穿透之深度，例如30公尺以上)，以下將對量測熱流值所使用的儀器做一簡單介紹：

### (一) 利氏海底熱流探針 (圖2-1)

要測量海底沉積物的熱導係數，以往都是將沉積物岩心取回至船上時才給予測量，但是這時的沉積物已受到岩心取樣時的干擾，且在船上測量時周圍的環境參數如壓力、溫度等，已與取樣之海底原位的條件不同，量測而得的熱導係數與其在海床原時原位的值差異甚大。為了能更準確量測海底熱流值，Sclater et al. (1969)設計了能在海床原位量測較淺層沉積物熱導係數的儀器；Jemsek et al. (1985)發展出利用線性加熱器加熱來提供穩定熱源，然後記錄沉積物中熱消散的時間(大約10分鐘)以求得熱導係數的方法；Lister (1979)又更進一步利用在圓柱狀的探針中產生熱脈衝(大約10秒鐘)，並將其發熱後之衰減曲線與理論解求取吻合之熱導係數 (Lister, 1979；Hyndman et al., 1979)。

臺灣大學海洋研究所將利氏型海底熱流探針加以研發改良後已使用多年，效果良好，溫度解析度(resolution)高達 $0.1\text{ m}^{\circ}\text{C}$ ，連接電腦時以19200 bps之速度下載資料，此類型探針的優點是能夠同時取得海床原時原位的溫度、溫度梯度及熱導係數，缺點是穿透深度較淺，所得資料易受海床表面的海流溫度及沉積物所影響，雖然探針插入海床沉積物的深度越深越好，不過通常只要超過海床以下超過2~3公尺便逐漸有參考的價值 (Kaul et al., 2000) (圖2-2)。

## (二) 附著式小型溫度探針 (圖2-3)

由臺灣大學海洋研究所研製成功，溫度解析度(resolution)高達 $0.1\text{ m}^{\circ}\text{C}$ 、取樣率最快可達1秒、連接電腦時以57600 bps之速度下載資料，此型探針體積小（長24 cm，直徑2.2 cm）攜帶方便可輕易繫附於其他儀器上，其外殼為圓柱型鈦合金所製造，硬度極高可承受撞擊，其前端針頭內部有溫度感應元件，為主要量測溫度的部分，同時具有耐酸鹼的特性不易腐蝕，適合繫綁於岩心管上隨同岩心採樣器插入海床作業，因可穿入較深之深度，所得之溫度梯度較不受海水及沉積物堆積的影響，缺點是需以熱傳導分析儀另行在船上量測採樣沉積物之熱導係數，所測得之值並非原時原位之熱導係數值。

## (三) 熱傳導分析儀 (圖2-4)

利用細熱導探針測量沉積物熱導係數，精度(accuracy)為讀值的10 %，施測過程約15分鐘，但必須等岩心管內沉積物取得後，於船上實驗室測量而得。



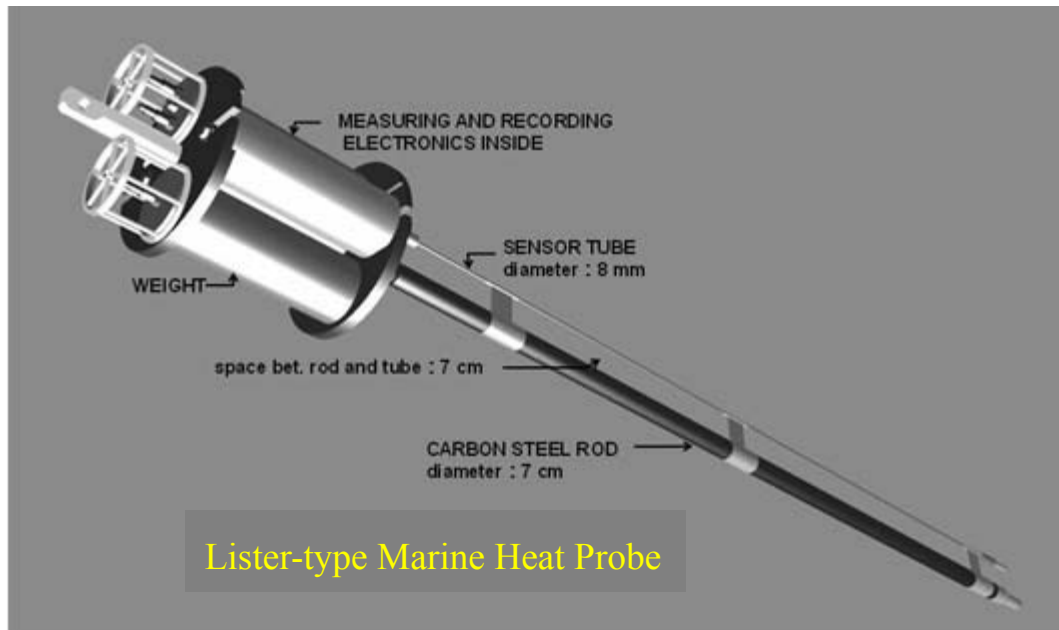


圖 2-1：臺灣大學海洋研究所研發製作之利氏海底熱流探針。

針管內之熱敏電阻間距為60~100公分（隨針管長度調整）。

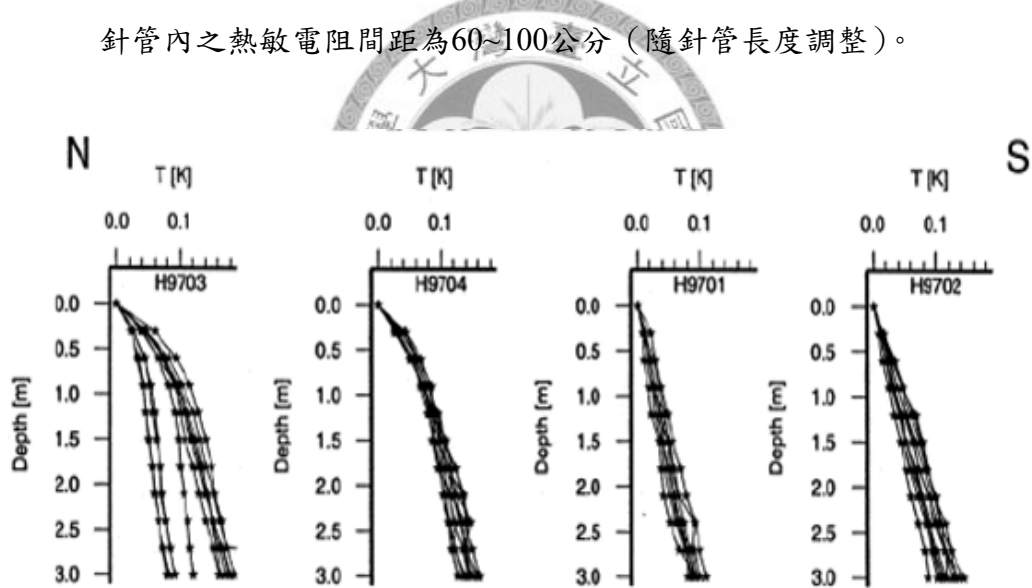


圖 2-2：各測站溫度隨海床深度變化情形。在海床表面1.5公尺以下之溫度梯度趨勢相當一致。（摘自Kaul et al.,2000）



圖 2-3：附著式小型溫度探針。左圖為溫度探針繫掛於岩心管，右圖為溫度探針經由電腦下指令不需打開探針便可下載資料。



圖 2-4：熱傳導分析儀。下方為與主機連接之細熱導探針，將其插入岩心沉積物便可測量熱導係數。



## 2.3 儀器配置與施測流程

### (一) 利氏海底熱流探針：

針管中依長度等間隔(0.6~1 m)佈放熱敏電阻，下插至海床後分兩階段的過程施測：

第一階段利用下插時因摩擦導致溫度上升，然後逐漸下降之溫度紀錄推估沉積物不受干擾前之溫度及溫度梯度。

第二階段以放電方式產生熱脈衝，視其溫度衰減之速度求取海床沉積物的熱導係數，如此便能準確得到原時原位的溫度梯度與熱導係數，理論上整個過程約需15分鐘，不過為保險起見本研究均採用較長的紀錄時間，因此均需半小時始可完成。施測流程如下：

- (1) 下放探針至離海床30公尺左右，船位穩定一段時間(約5分鐘)使探針達穩定平衡，並可藉此校正各熱敏電阻之溫度差值(offset校正)。
- (2) 將探針以最大速度下放(約每秒下放2公尺)，垂直下衝進入沉積物中。
- (3) 探針插入後，船位保持不動，以每秒0.2公尺放出鋼纜，避免船位漂移將探針拔出。
- (4) 約12分鐘後，探針內部電池放電形成熱脈衝波。
- (5) 約18分鐘後，拔出探針回收至船上。
- (6) 將探針與電腦連接並下載探針所紀錄的資料，處理之後便能得知溫度梯度與熱導係數。



## (二) 附著式小型溫度探針：

在地溫測量時主要是將其繫附於重力或活塞岩心上，依岩心管長度決定探針放置間隔（1~1.5 m），以支架固定於岩心管上。

- （1）在距離岩心管頂部（插入沉積物之尖端）約30公分處開始架設探針，然後每間隔一公尺擺置一具探針（以6公尺長之岩心管為例）。
- （2）將支架以螺絲及不繡鋼束環固定於岩心管上。
- （3）當岩心管下放至離海床30公尺左右停約5分鐘並固定船位，待岩心管穩定垂直於測站上方及各探針溫度平衡後全速下衝。
- （4）岩心管插入海床後，須等待約15~20分鐘後才回收，期間避免船位飄移導致拔出岩心管。
- （5）處理各探針所紀錄之溫度以推求溫度梯度。

## (三) 熱傳導分析儀：

量測熱導係數時應盡量將岩心周圍的溫度保持與岩心沉積物的溫度相同，因此在岩心剛回收至船上時，即迅速放置冰水中(圖2-5)，為的是使其存在環境不致相差太多，避免熱導係數的誤判，否則就得經長時間後，待岩心與室溫平衡相等後再測。

- （1）當取樣岩心回收至甲板後，迅速取出岩心並以30-50公分為單位切成若干等分。
- （2）將切好的岩心迅速拿至實驗室，隨即放至於冰水當中，以細熱導探針插入沉積物中測量熱導係數，過程約15分鐘。
- （3）測量完後約半小時再次測量，重複二至三次，觀察熱導係數是否隨時間而變化。



圖 2-5：將剛取得之岩心放置在冰水中量測熱導係數。



## 2.4 資料處理

### 2.4.1 溫度校正

#### (一) 利氏海底熱流探針

在施放流程的第一步驟時下放探針至離海床30公尺左右，要求船位停住一段時間，其目的有三：一是為了取得在該溫度時各熱敏電阻之相對電阻值差，做為將來修正資料用(圖2-6)；二是為了讓鋼纜及探針有較為垂直之平衡位置以利探針下插海床；三是因我們要測量的是「垂直」的溫度梯度，因此當探針插入時應盡量垂直於海床，以取得品質較佳之資料，不過即便有傾斜亦可以角度修正梯度值。

#### (二) 附著式小型溫度探針

將附著式小型溫度探針繫於溫鹽深儀(CTD)的溫度感應器旁同步下水施測，溫鹽深儀上的溫度感應器非常靈敏，每秒可紀錄24筆溫度資料，溫度準確度(accuracy)可達 $1\text{ m}^{\circ}\text{C}$ ，解析度(resolution)達 $0.1\text{ m}^{\circ}\text{C}$ 。

對海洋底層水溫而言，同深度時側向溫度變化很小，因此可將海洋深水層視為天然且極為穩定的恆溫槽，校正過程選在水深大於1000公尺的測站下放溫鹽深儀，過程中於各預定深度(本次是選擇在海平面以下1800公尺、1600公尺、1400公尺、1200公尺、1000公尺、800公尺、600公尺等七個深度)停留10分鐘，停留期間的溫度便是溫度校正的主要依據，經過修正後，附著式小型溫度探針的準確度便與溫鹽深儀的溫度準確度幾乎相同(表2-1)。

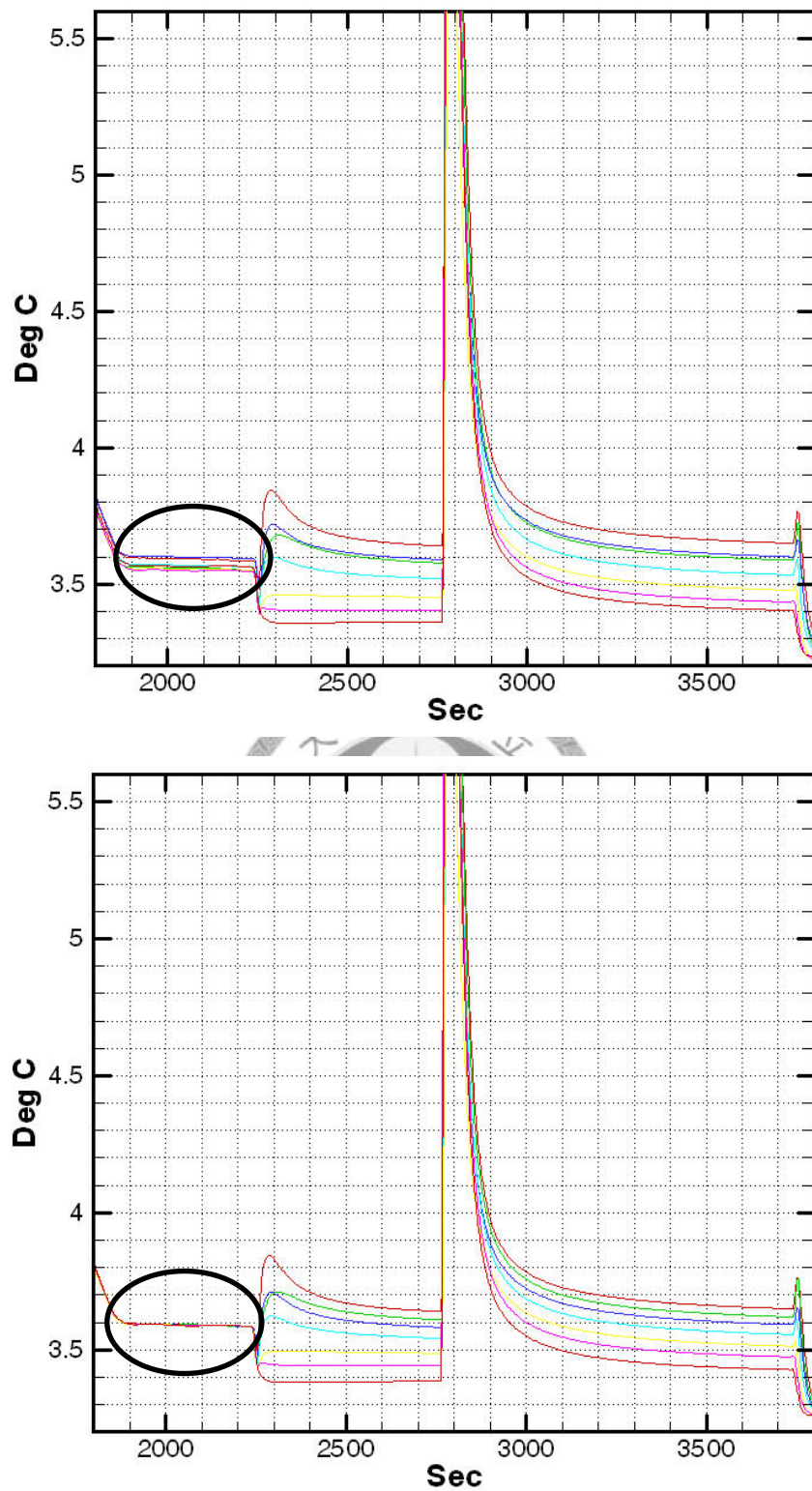


圖 2-6：利氏海底熱流探針溫度校正圖。

利氏海底熱流探針在海床上方30公尺處停留約5分鐘（上圖，圓圈處）以利於溫度校正；下圖為校正後的溫度圖。

表 2-1：附著式小型溫度探針與溫鹽深儀的溫度修正表。

		SN#1	SN#2	SN#3	SN#4	CTD
<b>1800m</b>	T(°C)	3.06823505	3.11297288	3.05479124	3.09461076	2.484223
	SN-CTD(°C)	0.584012071	0.6287499	0.57056826	0.61038779	
<b>1600m</b>	T(°C)	3.259810515	3.30487591	3.2467469	3.2777324	2.6763011
	SN-CTD(°C)	0.58350938	0.62857478	0.57044576	0.60143126	
<b>1400m</b>	T(°C)	3.562934249	3.60826398	3.55033595	3.58844643	2.9792244
	SN-CTD(°C)	0.583709872	0.62903961	0.57111157	0.60922206	
<b>1200m</b>	T(°C)	3.956883734	4.002257	3.94465395	3.98752812	3.3748732
	SN-CTD(°C)	0.582010548	0.62738381	0.56978076	0.61265493	
<b>1000m</b>	T(°C)	4.909028934	4.95451515	4.89743496	4.93595175	4.3299963
	SN-CTD(°C)	0.579032588	0.62451881	0.56743862	0.60595541	
<b>800m</b>	T(°C)	5.984927216	6.03038036	5.97364987	6.00672385	5.4075774
	SN-CTD(°C)	0.577349835	0.62280298	0.56607249	0.59914647	
<b>600m</b>	T(°C)	7.8793609	7.92486232	7.86973136	7.90233503	7.3027648
	SN-CTD(°C)	0.576596102	0.62209752	0.56696656	0.59957023	

註：SN#1~4分別代表有4個附著式小型溫度探針的溫度；CTD(溫鹽深儀)的溫度為其本身兩個溫度感應器的平均；SN-CTD即為探針與CTD的溫度差距，藉此溫差即可用來校正探針的溫度。

### 2.4.2 溫度梯度

當探針下衝進入沉積物中時，因探針管壁與沉積物摩擦而造成溫度上升，會對量測海底沉積物的原始溫度有很大的影響，必須使探針長時間停於海底沉積物中俟溫度穩定平衡的狀態下，此時的溫度才能反應出真正的溫度梯度，例如欲使摩擦引起的上升溫度恢復到沉積物未受干擾前的溫度相差至 $0.1\text{m}^\circ\text{C}$ 以下時約需三天的時間，然而這不僅所耗不貲(船資及人力)而且目前國內幾乎沒有船期可用的情況下，實務上是不可行的，因此必須要藉由短時間的溫度記錄推算穩定平衡時的背景溫度(Davis,1984; Pfender and Villinger,2002; Shyu and Chang,2005)。

為了在短時間內獲得穩定的背景溫度，可依據Bullard(1954)、Jaeger(1956)、Carslaw and Jaeger(1959)所提出的圓柱體溫度衰減函數外插而得。即假設一溫度為 $T_0$ 之圓柱體插入沉積物時，圓柱體在 $t$ 時間的溫度 $T(t)$ 為：

$$\begin{aligned} T &= T_B + T_0 F(\alpha, \tau) \\ F(\alpha, \tau) &= \frac{4\alpha}{\pi^2} \cdot \int_0^\infty \frac{\exp(-\tau u^2)}{u \Delta(u)} du \\ \Delta u &= \left[ u_0 J_0(u) - \alpha J_1(u) \right]^2 + \left[ u Y_0(u) - \alpha Y_1(u) \right]^2 \end{aligned} \quad (2-1)$$

各項參數定義如下：

$T$ ：探針量得之溫度

$T_B$ ：沉積物未受探針插入干擾前之原始溫度

$T_0$ ：探針下插沉積物後受摩擦升高的溫度

$J_n(u)$  和  $Y_n(u)$  是第 $n$ 階段的第一及第二類的Bessel函數

$\tau = \kappa t / a^2$ ， $\kappa = K / \rho c$ ， $a$  為圓柱體半徑， $\kappa$  為熱擴散係數， $K$  為熱導係數， $\rho$ 、 $c$  分別為沉積物的密度及比熱， $\alpha = 2\pi a^2 \rho c / S$ ， $S$  為圓柱體之熱容量。

由利氏海底熱流探針的資料求取沉積物之原始平衡溫度的步驟是：將探針插入海床因探針與周圍沉積物摩擦而使溫度上升繼而衰減的溫度資料，以迴歸法建立摩擦熱之模型(資料處理程式由臺灣大學海洋研究所徐春田教授提供)，然後便可外插推算沉積物未受干擾前之原始平衡溫度( $T_B$ )及溫度梯度( $G$ )(圖2-7) (Shyu, 2005)。

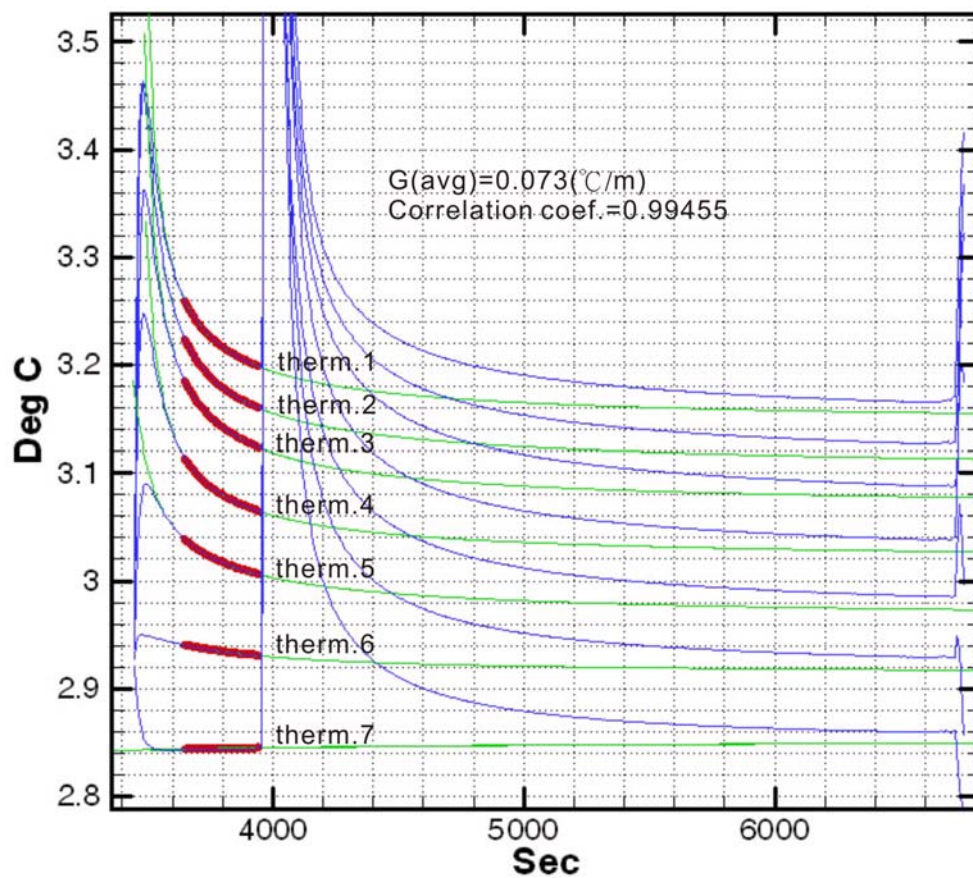


圖 2-7：由利氏海底熱流探針的資料推求溫度梯度。

擷取利氏海底熱流探針之溫度紀錄(藍色線)第一階段約5分鐘的資料(3648-3948 sec)(紅色線)做回歸運算後，得出沉積物未受干擾前之原始平衡溫度( $T_B$ )(綠色線)，亦即為綠色線之無限延伸值。



### 2.4.3 熱導係數

在利氏海底熱流探針施測流程的第四步驟中，探針內部電池放電產生脈衝使探針溫度上升然後隨時間逐漸衰減，目的是為了利用此一溫度衰減的資料以2-1式求得熱導係數，應用時與推求溫度梯度最大不同點是在此假設 $T_B$ (由第一階段資料求得)、 $T_0$ 及 $S$ 為已知，然後用不同的延遲時間(delay)逐次以公式2-1中的 $K$ 及 $\rho c$ 兩參數做迴歸，然後將所求得之模型與實測資料比對，當吻合度最佳時(相關係數最大時)便可得到相對應之delay、 $\rho c$ 及 $K$ (圖2-8)(資料處理程式由臺灣大學海洋研究所徐春田教授提供)。

如利用熱傳導分析儀的細熱導探針量測沉積物熱導係數時，則是根據Blackwell (1954)所提供的方程式：

$$\Delta T = \frac{1}{\lambda} \cdot C_1 \cdot \tau + C \quad (2-2)$$
$$\lambda = \frac{1}{slope}$$

各參數定義如下：

$\Delta T$ ：細熱導探針上升之溫度與被量測體之背景溫度差。

$\lambda$ ：熱導係數。

$C_1 = \frac{2 \cdot I^2 R}{4\pi}$ ， $I$ 為放出之電流， $R$ 為電阻。

$\tau = \ln(t)$ ，式中 $t$ 為通電流後之時間，以秒為單位。

將電流( $I$ )、電阻( $R$ )及時間( $t$ )帶入便可求得 $C_1\tau$ ，接著用 $\Delta T$ 對 $C_1\tau$ 作圖，其斜率的倒數便是沉積物的熱導係數。





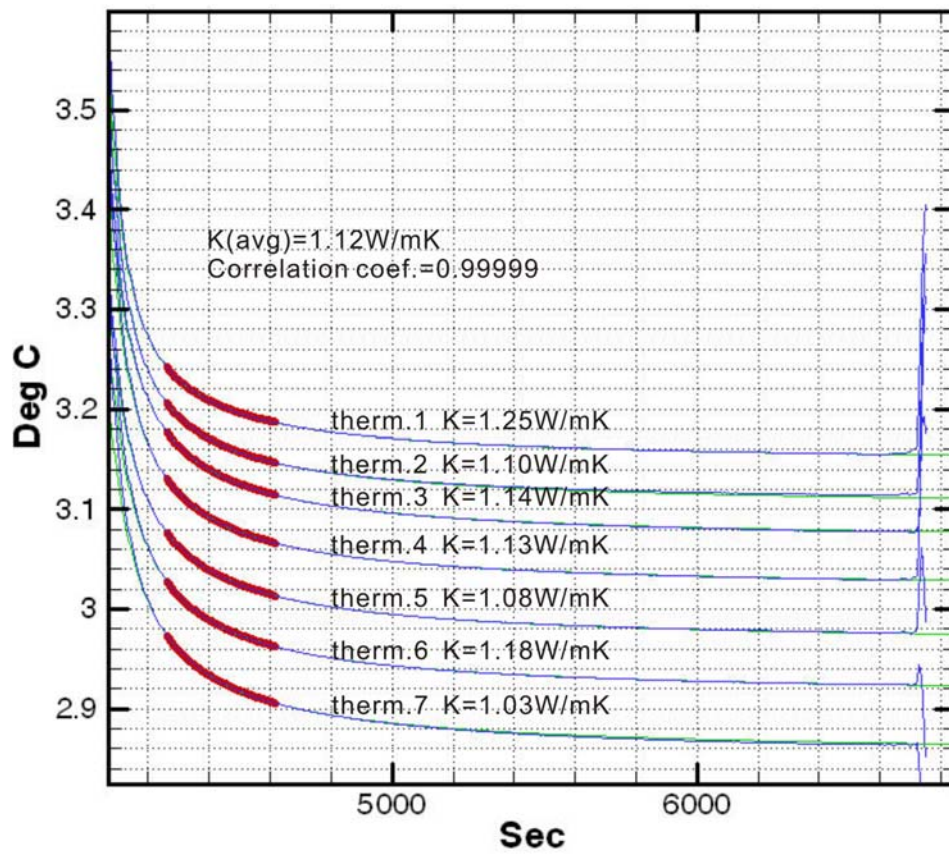


圖 2-8：由利氏海底熱流探針的資料推求沉積物的熱導係數。

實際放熱衰減曲線(藍色線)與理論衰減曲線比對後，吻合度最佳(綠色線)時便可求得相對應之熱導係數。

## 2.5 902B航次地熱資料

主要是參考林曉武教授(依據的重點除了化學成分外,尚兼顧地形是否適合於岩心的取樣以及海床底質的軟硬度。)、許樹坤教授(依據的重點在 Sidescan 及 Chirp 聲納的影像資料)及林殿順教授(依據的重點在震測資料)所提供的資料,利用「海研一號」在預定鑽取天然氣水合物的地區,採集了17個地熱測站的資料。

天然氣水合物穩定帶底部的深度(BGHS),是使用英國INFOCHEM公司製作之MULTIFLASH軟體,依據沉積物中氣體成分比例輸入(氣體成分由臺灣大學地質科學所楊燦堯教授提供)求出天然氣水合物的穩定曲線與實測溫度梯度之交點即BGHS(圖2-9)。

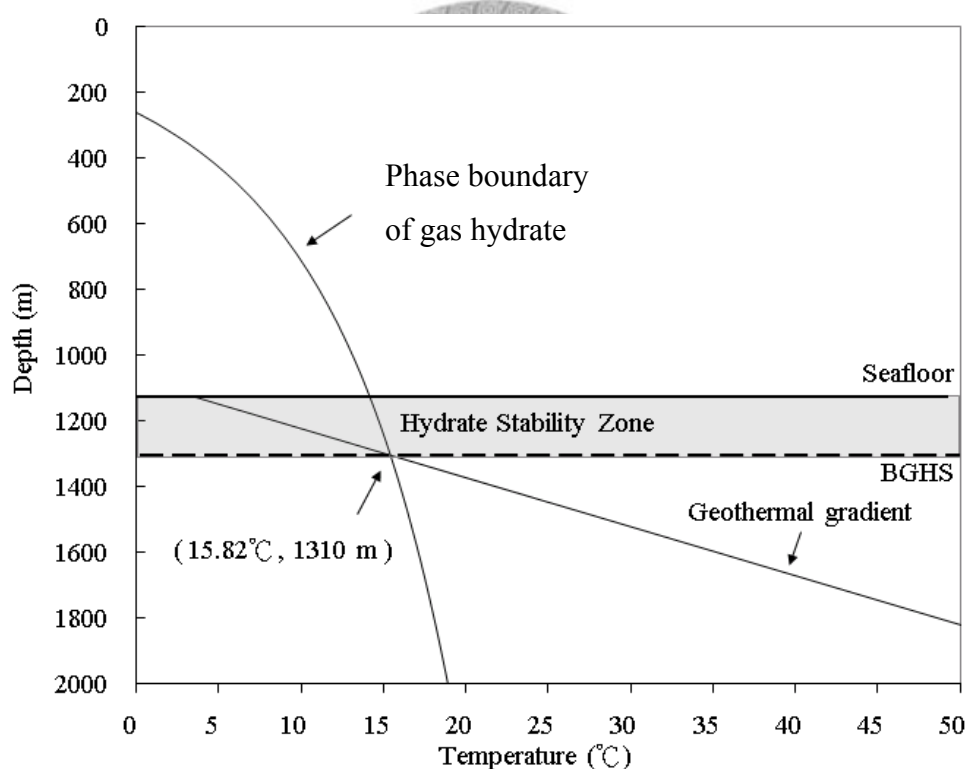


圖 2-9: 天然氣水合物穩定曲線及溫度梯度推求天然氣水合物穩定帶底部(BGHS)之例。

各測站之位置、水深、海床表面溫度、地溫梯度、熱導係數、BGHS及BSR(BSR深度由台灣大學海洋研究所劉家瑄教授提供)等測量結果列於表2-2

表 2-2：各地熱測站詳細資料表。

	Site	Lon. (deg)	Lat. (deg)	Water depth (m)	Penet. depth (m)	T <sub>0</sub> (°C)	K (W/mK)	G (°C /m)	BGHS (mbsf)	BSR (mbsf)	Q (mW/m <sup>2</sup> )
1	902TEM27	119.87133	22.27467	1127	4.39	3.63	1.09	0.067	183	322	73 (N)
2	902TEMKP-5-3	119.87550	22.24300	1254	3.9	3.48	1.10	0.032	438	423	35 (N)
3	902TEM5	119.91483	22.21417	1222	3.9	3.43	1.03	0.037	378	328	38 (N)
4	902TEM8	119.93967	22.11917	817	2.89	4.92	1.19	0.1	75	312	119 (N)
5	902TEM9	119.97067	22.19000	890	3.85	5.13	1.16	0.032	302	299	37 (N)
6	902TEMKP-7-1	120.01033	22.26383	991	3.85	4.42	1.43	0.032	352	263	45 (N)
7	902TEM2	119.93433	22.28233	1094	3.8	3.82	1.29	0.028	468	300	36 (N)
8	902TEMHSU1	119.93850	22.29600	1147	3.8	3.65	1.33	0.047	263	269	62 (N)
9	902TEMHSU2	119.93362	22.32483	1216	3.9	3.64	1.21	0.079	158	257	96 (N)
10	902TEMG14	119.97933	22.31067	1041	2.85	4.07	1.43	0.076	138	213	109 (N)
11	902TEMG3	120.02733	22.14083	1360	3.8	3.31	1.38	0.05	280	323	69 (N)
12	902TEMT6	119.98483	22.11183	1008	3.85	4.31	1.32	0.022	582	340	29 (N)
13	902TEMN2	119.98150	22.09350	1071	1.85	4.05	1.31	-0.006		302	(N)
14	902HT8	119.93933	22.11883	817	1.64	5.02	1.11	0.13	53	316	144 (L)
15	902HTKP-7-1	120.01050	22.26400	994	2.31	4.41	1.145	0.048	216	268	102 (L)
16	902HTHSU3	119.93160	22.30070	1171	1.69	4.12	1.14	0.036	350	251	41 (L)
17	902HTKP-5-3	119.87533	22.24267	1257	4.12	3.49	1.104	0.035	398	318	39 (L)
	<b>Average</b>								<b>290</b>	<b>300</b>	

Penet. depth：探針或岩心插入深度； T<sub>0</sub>：海床溫度； K：熱導係數； G：溫度梯度；

BGHS：以靜水壓（hydrostatic）模式估算天然氣水合物之穩定曲線與地溫梯度線之交點。

Q：熱流值，Q值中的（L）表示該測站使用利氏海底熱流探針測量，（N）為使用附著式小型溫度探針與細熱導探針測量。

## 2.6 熱容量對利氏海底熱流探針量測溫度、溫度梯度及熱導係數的影響

BGHS深度與溫度梯度有很密切的關係，因此欲求得較準確之BGHS就必須要有精確的溫度梯度資料，而且也會影響到溫度梯度與熱導係數之乘積所得的熱流值。以下說明熱容量對從利氏海底熱流探針所收集的資料求取海床溫度、溫度梯度及熱導係數的影響(至於熱容量的測量方法將於第四章詳細說明)。

以「海研一號」902B航次在902HTKP-5-3地熱站，使用利氏海底熱流探針所量測的資料為例，探針中第二個及第三個熱敏電阻在已知測定的熱容量下，所求得的海床溫度分別為3.5715 °C及3.5449 °C，兩熱敏電阻相隔0.67公尺，因此溫度梯度為0.0398 °C/m，熱導係數為1.12 W/mK。為了瞭解熱容量對求取溫度、溫度梯度及熱導係數的影響，我們試將熱容量調整為原設定值的±5 %、±10 %及±20 %，並利用推求溫度及熱導係數之迴歸法處理資料，在不同的熱容量時，求得如表2-3的結果。

表 2-3：調整熱容量後利氏海底熱流探針量測到的結果。

熱容量調整百分比	原測資料	+5 %	+10 %	+20 %
熱敏電阻#2 $T_B$ (°C)	3.5715	3.5677 (-0.11 %)	3.5727 (+0.03 %)	3.5675 (-0.11 %)
熱敏電阻#3 $T_B$ (°C)	3.5449	3.5459 (+0.03 %)	3.5445 (-0.01 %)	3.545 (+0.003 %)
溫度梯度 (°C/m)	0.0398	0.0325 (+18.21 %)	0.0421 (+5.89 %)	0.0336 (+15.5 %)
熱導係數 (W/mK)	1.12	1.14 (+1.8 %)	1.11 (-0.48 %)	1.22 (+8.49 %)
熱容量調整百分比		-5 %	-10 %	-20 %
熱敏電阻#2 $T_B$ (°C)		3.5712 (-0.01 %)	3.5719 (+0.01 %)	3.5746 (+0.09 %)
熱敏電阻#3 $T_B$ (°C)		3.5463 (+0.04 %)	3.546 (+0.03 %)	3.5453 (+0.01 %)
溫度梯度 (°C/m)		0.0372 (+6.31 %)	0.0386 (+2.87 %)	0.0438 (+10.09 %)
熱導係數 (W/mK)		1.15 (+2.33 %)	1.14 (+1.8 %)	1.13 (+0.96 %)

註：括號內之百分比係與原測值比較所增減之百分比。

### 2.6.1 熱容量對求解溫度的影響

將表2-3熱敏電阻#2及熱敏電阻#3調整熱容量後而解得的溫度與原來量測到的溫度繪於圖2-10，熱敏電阻#2在熱容量調整成比原設定值逐漸減少的情況下，所得的溫度與原測溫度的誤差會隨之變大，但是在將熱容量調整增加時卻沒有發現相同的情形，當熱容量+10 %時的溫度反而比+5 %時接近原測的溫度；而熱敏電阻#3反而是在熱容量調整越大或越小時，均越接近原測溫度。可見推求的溫度雖然會受熱容量的影響，但受影響的程度並不一定按比例而增加，推測其原因是因為做迴歸運算時的參數達四個 ( $T_B$ 、 $T_0$ 、 $K$  及  $\rho c$ )，彼此又呈非線性的關係；而熱容量所引起的差值迴歸時可能會被溫度以外的參數所吸收，因此對最後所求得之溫度值影響並不明顯(差值最多約為 $-0.0038\text{ }^{\circ}\text{C}$ (約 $-0.11\%$ )、最少約為 $+0.0001\text{ }^{\circ}\text{C}$ (約 $+0.003\%$ )。

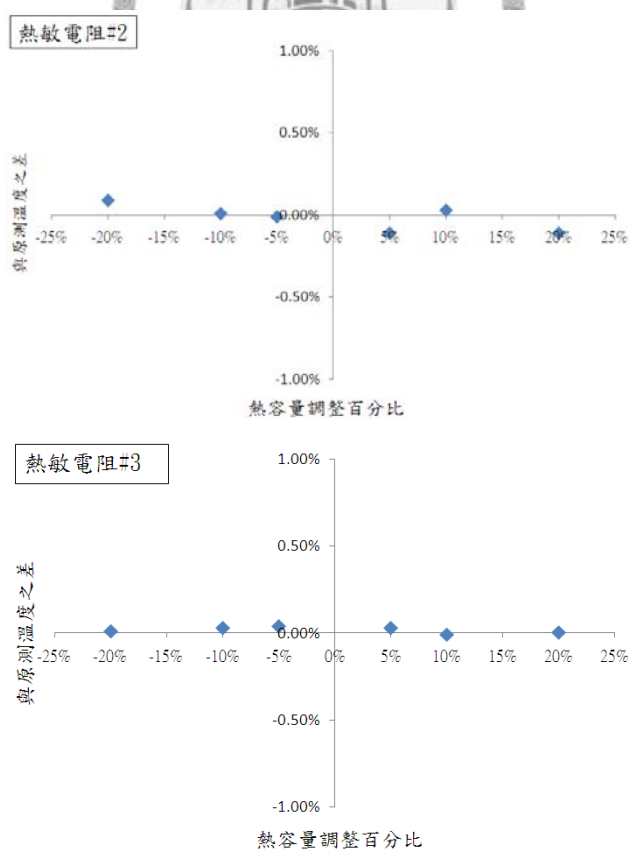


圖 2-10：所推求之溫度因熱容量的增減而產生之差值以百分比表示。

## 2.6.2 熱容量對推估BGHS的影響

雖然熱容量的增減對推算溫度的影響非常小，但是在表2-3中當兩個熱敏電阻的熱容量均+5 %時之溫度梯度卻與原測值有18.21 %的差距；除此之外再假設兩個熱敏電阻的熱容量中其一比原設定值+5 %、+10 %及+20 %，另一個比原設定值-5 %、-10 %及-20 %等總共36種情況來推求溫度梯度(表2-4)。與原測值相較溫度梯度相差最小的為0.0397 °C/m(僅比原測值小0.12 %)，推估而得的BGHS深度幾與原測值相同；但在這36種情況中，溫度梯度最大的為0.045 °C/m(比原測值大13.02 %)、最小的為0.0316 °C/m(比原測值小20.4 %)；當梯度最大時，推估而得的BGHS深度為海面下1557公尺(比原測值淺42公尺)，當梯度最小時，推估而得的BGHS深度為海面下1698公尺(比原測值深99公尺)，由此得知熱容量的錯估會嚴重影響到BGHS深度的推算。

表 2-4：兩個熱敏電阻之間的熱容量增減所可能產生的溫度梯度(°C/m)及與原測值之比較以百分比示之。

		熱敏電阻#3 熱容量調整百分比					
熱敏電阻#2 熱容量調整百分比		+20 %	+10 %	+5 %	-5 %	-10 %	-20 %
	+20 %	0.0336 (-15.52 %)	0.0343 (-13.64 %)	0.0322 (-18.90 %)	0.0316 (-20.40 %)	0.0321 (-19.27 %)	0.0331 (-16.64 %)
	+10 %	0.0413 (+4.01 %)	0.0421 (+5.89 %)	0.04 (+0.63 %)	0.0394 (-0.87 %)	0.0399 (+0.25 %)	0.0409 (+2.88 %)
	+5 %	0.0339 (-14.77 %)	0.0346 (-12.89 %)	0.0325 (-18.15 %)	0.0319 (-19.65 %)	0.0323 (-18.52 %)	0.0334 (-15.89 %)
	-5 %	0.0391 (-1.62 %)	0.0399 (+0.25 %)	0.0378 (-5 %)	0.0371 (-6.51 %)	0.0376 (-5.38 %)	0.0387 (-2.75 %)
	-10 %	0.04 (+1.00 %)	0.0409 (+2.88 %)	0.0388 (-2.37 %)	0.0382 (-3.88 %)	0.0387 (-2.75 %)	0.0397 (-0.12 %)
	-20 %	0.0442 (+11.14 %)	0.045 (+13.02 %)	0.0428 (+7.76 %)	0.0422 (+6.26 %)	0.0427 (+7.39 %)	0.0437 (+10.02 %)

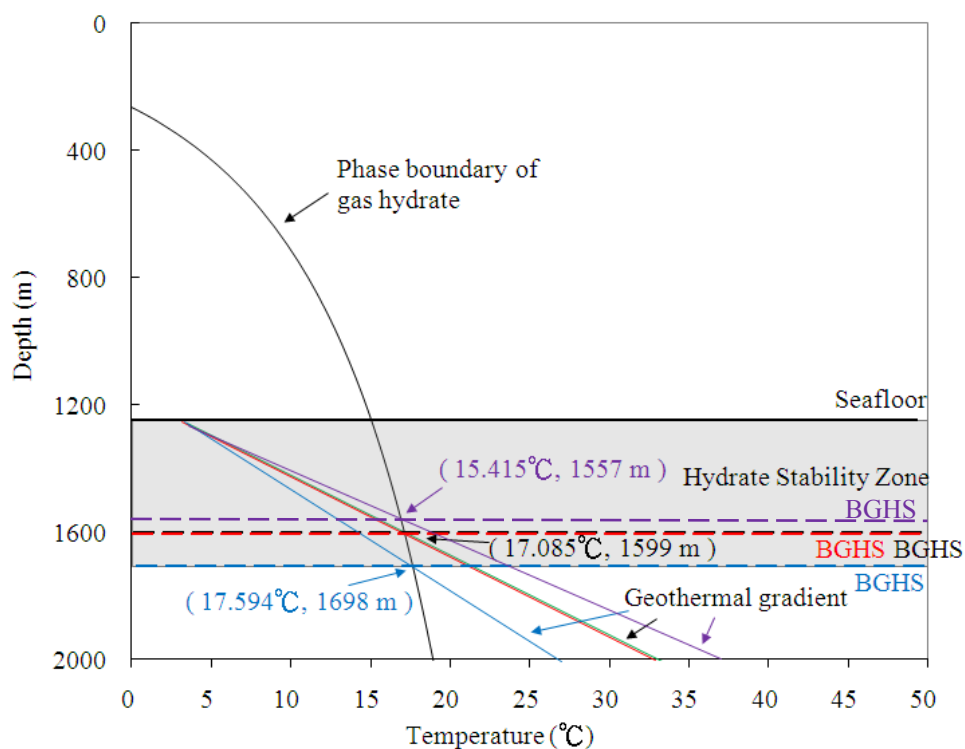


圖 2-11：熱容量的錯估對推算BGHS深度的影響。

熱容量增減時，溫度梯度與原測值相差最小的情況下，與原測值幾乎相同(紅色實線與綠色實現幾乎重疊)；但溫度梯度最大的情況下(紫色實線)，BGHS會變成在海面下1557公尺處(較原測值淺42公尺)；而溫度梯度最小的情況下(藍色實線)，BGHS深度會變成在海面下1698公尺處(較原測值深99公尺)。

## 第3章 紅外線測溫原理及儀器介紹

### 3.1 紅外線測溫原理

任何物體只要溫度大於絕對零度( $-273^{\circ}\text{C}$ )，都會輻射出電磁波，其能量的分佈主要是集中在熱紅外線(Thermal Infrared)，且大部分位於波長 $3\sim 15\text{ }\mu\text{m}$ 之間。一般人可以看到的可見光波段在電磁波光譜中位於波段 $0.4\sim 0.75\text{ }\mu\text{m}$ 之間，而 $0.75\sim 1000\text{ }\mu\text{m}$ 為紅外線波段。紅外線熱像儀就是為了彌補人眼的不足，利用待測物放射紅外線而得到物體紅外線強弱分布，且獲得物體的影像，稱之為「熱像」。

紅外線熱像儀是一種非侵入式(non-intrusive)的測溫方式，其優點是：(1) 量測過程迅速；(2) 待測物及其周圍溫度不會因為測溫的動作而干擾到原本的溫度；(3) 目標可以從近距離至相當遠的距離，也可自由選擇測溫範圍。但缺點是：(1) 必須知道待測物的放射率，否則量測到的僅是相對溫度分布，而不是真正的溫度；(2) 周圍的環境必須保持穩定，紅外線熱像儀因為非常靈敏，但同時也較容易受到干擾而造成誤差。

### 3.2 紅外線的基本理論

#### (一)電磁波光譜(Electromagnetic spectrum)

電磁波光譜由數個波段組合而成(圖3-1)，每一個波段都有其代表性的特徵，光譜範圍在 $10\text{ nm}\sim 1\text{ km}$ 以內，分別有X光、紫外線、可見光、紅外線及微波等。紅外線熱像儀就是利用光譜中紅外線波段的其中一部分，位於可見光區與微波區之間，波段約為 $0.75\sim 1000\text{ }\mu\text{m}$ ，紅外線波段中依特性又可大致分為幾種不同類型：

- (1) 波段在 $0.75\sim 3\text{ }\mu\text{m}$ 為近紅外線(Near infrared)
- (2) 波段在 $3\sim 6\text{ }\mu\text{m}$ 為中紅外線(Middle infrared)
- (3) 波段在 $6\sim 15\text{ }\mu\text{m}$ 為遠紅外線(Far infrared)
- (4) 波段在 $15\sim 1000\text{ }\mu\text{m}$ 為超遠紅外線(Extreme infrared)

本研究中所使用的紅外線熱像儀是採用 $3\sim 5\text{ }\mu\text{m}$ 的中波段紅外線。



## (二)黑體輻射

黑體(Blackbody)為一種理想的輻射體，零透視率，零反射，它會將輻射進入於它的電磁波完全吸收，然後又完全輻射出來。根據Kirchhoff's Law，黑體的放射率為1，但是實體的放射率會隨著波長變動。紅外線熱像儀感應一個波段的紅外線輻射能，即感應溫度時，熱像儀將結果和使用黑體產生的校準表作比較。

黑體的相關理論有以下幾點：

### (1)普朗克的分佈律(Planck's law)

透過普朗克的分佈律可以解釋輻射強度、溫度及波長之間的關係：

$$W_{\lambda b} = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5 (e^{hc/\lambda kT} - 1)} \times 10^{-6} \quad (3-1)$$

各參數定義如下：

$W_{\lambda b}$ ：黑體在波長 $\lambda$ 時的輻射強度(Watt/m<sup>2</sup>,  $\mu\text{m}$ )。

$T$ ：絕對溫度(K)。

$\lambda$ ：波長( $\mu\text{m}$ )。

$c$ ：光速， $3 \times 10^8$  m/sec。

$h$ ：普朗克常數 (Planck's constant)， $6.625 \times 10^{-34}$  Jsec。

$k$ ：波茲曼常數 (Boltzmann's constant)， $1.38 \times 10^{-23}$  J/K。

3-1式說明了黑體輻射能量的分佈只是波長與溫度兩個因數的函數而已；據此可畫出普朗克曲線圖(圖3-2)，可以看到不同溫度的黑體之輻射能量隨著波長分佈的情形。

## (2) 韋恩位移定律 (Wien's displacement law)

韋恩在1894年發現絕對溫度與黑體幅射強度最大的波長之積為一定值。此定律正確描述了波峰和溫度關係，能夠決定所有輻射中具有大能量的波長：

$$\lambda_{\max} = \frac{2898}{T} \quad (3-2)$$

各參數定義如下：

$\lambda_{\max}$ ：該溫度下具有最大能量之波長 ( $\mu m$ )。

$T$ ：絕對溫度 ( $K$ )。

由3-2式中可以得知  $\lambda_{\max}$  與  $T$  成反比，也就是溫度越高，最大波長越短。

## (3) 史蒂芬-波茲曼定律 (Stefan-Boltzmann's law)

此定律決定了物體表面每平方公尺每秒所產生的輻射能量與溫度之間的關係。在普朗克曲線圖中，每條曲線下的面積即代表該溫度下的總輻射能量，此面積隨著溫度增加而迅速增加；

$$W_b = \sigma T^4 \quad (3-3)$$

各參數定義如下：

$W_b$ ：黑體在溫度  $T$  時的輻射總能量 ( $\text{Watt/m}^2$ )。

$T$ ：絕對溫度 ( $K$ )。

$\sigma$ ：史蒂芬-波茲曼常數， $5.67 \times 10^{-8} \text{W} / \text{cm}^2 \text{K}^4$

由3-3式可知，能量與溫度之四次方成正比，當溫度稍有變化時，總能量就會有很大的改變。

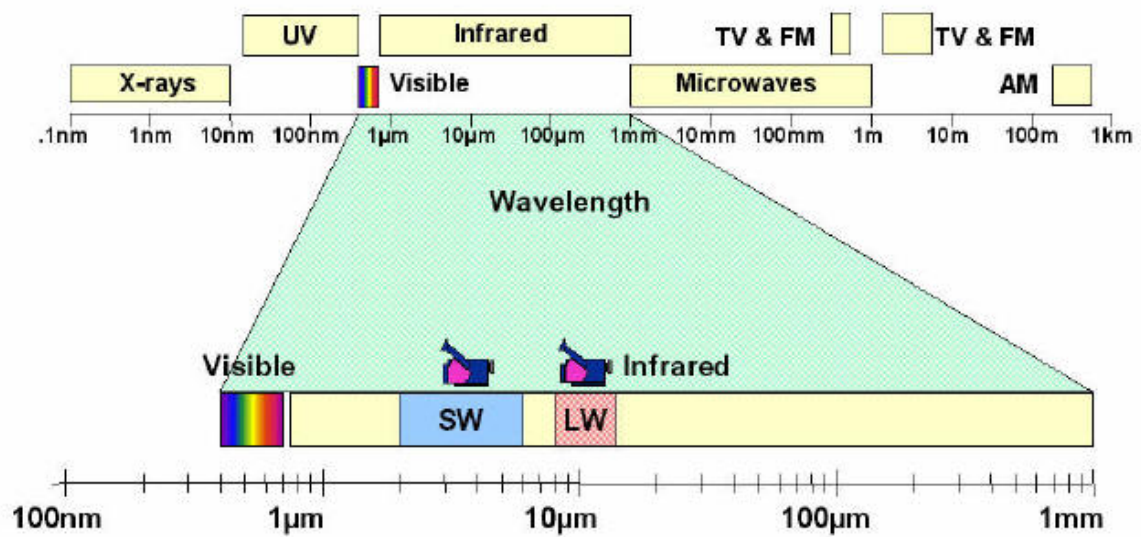


圖 3-1：電磁波光譜圖。紅外光波段中3~5、8~12  $\mu\text{m}$ 為可以被紅外線熱像儀掃描到的波段，而本研究所使用的是可以掃描到波段3~5  $\mu\text{m}$ 的紅外光。  
(摘自：FLIR System說明書)

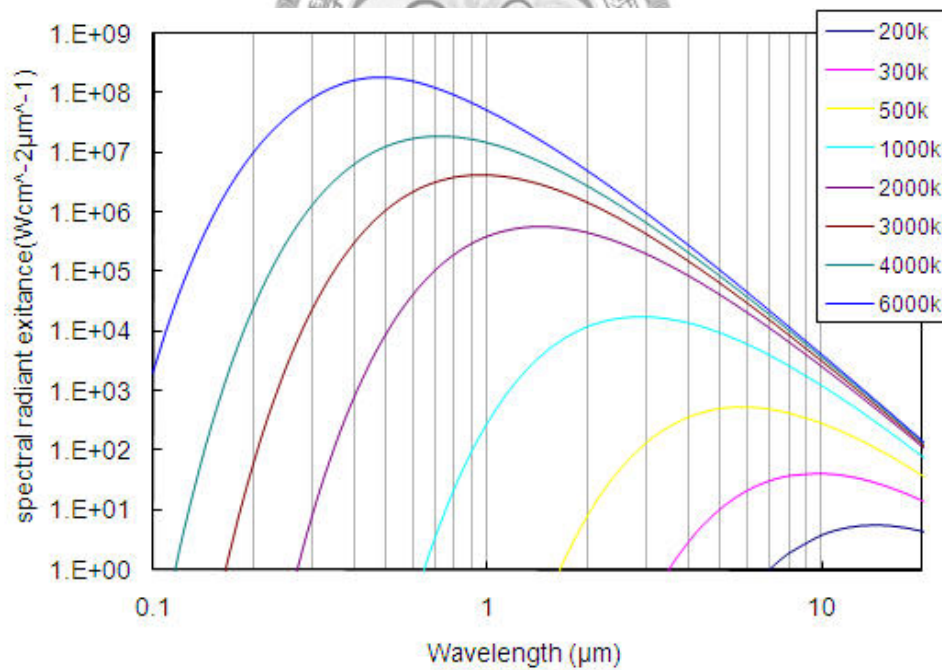


圖 3-2：Planck曲線圖。每條不同的曲線代表不同的溫度，在各曲線之下的面積即輻射能量。

### (三) 非黑體輻射

#### (1) 放射率 (emissivity)

黑體為一理想的熱輻射體，設其為M；實際物體的熱輻射量永遠小於同一溫度的黑體，設其為M'。兩者之比值(M'/M)定義為  $\varepsilon$ ，稱為該物體的放射率。 $\varepsilon$  從不具輻射能力物體的0到黑體的1，可分為三類：

- (a)  $\varepsilon = 1$ 時，為理想黑體。 $\varepsilon = 0$ 時，為完全穿透體或完全反射體。
- (b)  $\varepsilon$  為一常數且  $0 < \varepsilon < 1$ 時，稱為灰體(gray body)，大部分的固體可用灰體來描述。
- (c)  $\varepsilon$  因波長、溫度不同而改變者，稱為選擇性輻射體或非灰體，大部分的氣體屬於此類。

放射與物體的材料、表面幾何形狀、表面加工處理、物體溫度及輻射方向均有關係，在有光澤的金屬表面放射率很小，但表面氧化或汙染時，放射率會隨之增大。通常絕緣體的放射率很大，例如砂土、樹木、衣服及皮膚等放射率都接近1，紅外線熱像儀之所以能量測溫度便是從輻射能量反推表面溫度的估算值。

#### (2) 反射率與穿透率

輻射能入射於物體表面時，一部分反射、一部分被吸收、其餘則穿透過物體。根據能量不減定律，必須符合：

$$\text{入射輻射量}(I) = \text{被吸收輻射量}(\alpha I) + \text{穿透輻射量}(\tau I) + \text{被反射輻射量}(\rho I)$$

$$\text{同除 } I \Rightarrow 1 = \alpha + \tau + \rho \quad (3-4)$$

當待測物為一不透明物體時， $\tau = 0$ ，則3-4式可簡化成：

$$\alpha + \rho = 1 \quad (3-5)$$

根據Kirchhoff's Law，任何物體在任何溫度及波長狀況下，其放射率會等於吸收率，即 $\varepsilon = \alpha$ ，將其代入3-5式：

$$\varepsilon + \rho = 1$$

當 $\varepsilon$ 趨近於零時：

$$\rho = 1$$

由此式可再度證明放射率越小的物體，其反射率越高，反之亦然。

### 3.3 儀器介紹

本研究所使用的紅外線熱像儀為美國FLIR公司所製造，型號為ThermoVision SC4000(圖3-3)，為了能使溫度量得更準確，本研究主要將其設定在 $-10 - 55^{\circ}\text{C}$ ；準確度為 $\pm 2^{\circ}\text{C}$ ，但如果能確定物體的放射率，誤差將遠小於 $\pm 2^{\circ}\text{C}$ ，攝影(取樣)速度為每秒一張(最快可達120張/秒)。

影響紅外線熱像儀掃描目標物所輻射出來的能量參數有：放射率、環境周圍的溫度、空氣的相對溼度及目標物與鏡頭之間的距離等，簡述如下：

#### (1) 放射率

紅外線熱像儀在掃描物體的溫度時，最重要的是放射率的設定。金屬的放射率很低，因為會受到反射率的影響，造成本身溫度的輻射量無法被紅外線熱像儀所接收。本研究所施測的樣品有含沉積物的岩心膠管及海底熱探針之針管兩種(圖3-4)，對於岩心膠管放射率的設定方法是將岩心管放在室溫約 $27^{\circ}\text{C}$ 下，經過約一天的時間待其與室溫平衡，然後用紅外線熱像儀掃描其中一參考點的溫度，並將所得的溫度在紅外線熱像儀分析軟體中與 $27^{\circ}\text{C}$ 的黑體比較，便可計算出此溫度參考點的正確放射率，結果顯示岩心管的放射率為0.82。

至於探針針管的表面，因設計成抗氧化、生鏽的特性，電鍍上一層薄薄的金屬鉻，為掩蓋反射能量的干擾使其能充分反應出針管的溫度，將其貼上黑色膠帶(圖3-5)，然後依照上述的釐訂步驟，經紅外線熱像儀的軟體計算比對後，此貼上黑色膠帶之放射率為0.91，幾乎接近黑體。

#### (2) 環境周圍的溫度

環境周圍的溫度會影響到目標物的溫度，因為周圍的溫度會經由目標物反射而使紅外線熱像儀接收到周圍的溫度，因此在掃描目標物之前必須先設定環境的溫度；在海研一號室內，對岩心膠管施測時，周圍的溫度大約是 $22 - 24^{\circ}\text{C}$ ；在實驗室中，對探針針管施測時，周圍的環境大約是 $27 - 28^{\circ}\text{C}$ 。根據紅外線熱像儀的使用手冊裡告知，當待測物的輻射率低且其溫度與周圍溫度接近時，此參數的設定即非常重要。

### (3) 空氣的相對溼度

本參數主要是會影響到熱像儀與待測物之間的穿透率，如果空氣的相對溼度很高，紅外線熱像儀與待測物的距離很遠，且溫度與周圍環境的溫度接近時，此參數的設定即非常重要( FLIR System說明書 )，一般我們將相對溼度設定在50 – 60 %之間。

### (4) 目標物與鏡頭之間的距離

當紅外線熱像儀掃描目標物的溫度時，掃描距離的遠近也會影響到所得的溫度數據，距離太遠所掃描到的溫度數據是包括物體本身溫度以及環境周圍的溫度，誤差也因此較大；距離太近會使鏡頭無法對焦，另外還會反射紅外線熱像儀本身的溫度，造成所得的溫度數據不正確，本研究所使用的鏡頭視角為 $21.7 \times 17.5^\circ$  FoV( field of view，視野範圍 )，當鏡頭距離岩心膠管30公分處時，所攝影到的長度約10公分，鏡頭距離岩心膠管60公分處時，所攝影到的長度約20公分，以此類推；為求最佳的效果經不斷的測試後，得到的經驗是在一般的情況下將鏡頭與岩心膠管之間的距離調至60公分為最理想。



廠牌	FLIR SYSTEMS
型號	InSb Detecor ThermoVision SC4000
波段範圍	3~5 $\mu\text{m}$
準確度	$\pm 2^\circ\text{C}$
靈敏度	$0.018^\circ\text{C}$
測溫範圍	$-10^\circ\text{C} \sim 1500^\circ\text{C}$
畫面大小	320×256 (pixels)
取像頻率	125 Hz
搭配鏡頭	25 mm ( $21.7 \times 17.5^\circ$ FoV)

圖 3-3：美國FLIR公司所製造的紅外線熱像儀SC4000型及其規格。





圖 3-4：紅外線熱像儀所施測的樣品。左圖為熱探針之針管，右圖為含有沉積物的岩心膠管。



圖 3-5：在探針表面對應於針內之處熱敏電阻之處貼上一層薄薄的黑色膠帶以高放射率。

### 3.4 溫度校正

紅外線熱像儀接收到的輻射能量不僅是從待測物本身發出，同時也會接收到周圍輻射能量經由待測物反射至熱像儀及大氣本身也會有輻射能量直接讓紅外線熱像儀所接收(圖3-6)。而最難以控制的是周遭環境的干擾，尤其是待測物本身的放射率很低時，容易反射周遭的輻射，因此在利用紅外線熱像儀掃描待測物的溫度時，除了想辦法提高其放射率，也要減少周圍環境的影響，另外鏡頭的位置必須保持一定；也可在鏡頭至待測物周圍包覆上放射率高的隔絕物，例如紙、布等，在國外的文獻中可以見到以錫箔紙來隔絕周遭的干擾，但實際上實驗後發現隔絕的效果並不好，因為錫箔紙的放射率也很低；另外也可以如前所說，想辦法在待測物體表面加工，以提高其本身的放射率。

由圖3-6可得知紅外線熱像儀所接收到非黑體的輻射能量為以下三種輻射能量之和：

- (1)物體本身的輻射能量為： $\varepsilon\tau W_{obj}$
- (2)周遭物體經由待測物反射的輻射能量為： $(1-\varepsilon)\tau W_{refl}$
- (3)大氣的輻射能量為： $(1-\tau)W_{atm}$

因此可寫成下式：

$$W_{tot} = \varepsilon\tau W_{obj} + (1-\varepsilon)\tau W_{refl} + (1-\tau)W_{atm} \quad (3-6)$$

假設 $U$ 為輻射能量 $W$ 轉換成顯示在螢幕上的能量，則3-6式可改寫成：

$$U_{tot} = \varepsilon\tau U_{obj} + (1-\varepsilon)\tau U_{refl} + (1-\tau)U_{atm} \quad (3-7)$$

$U_{obj}$  是顯示待測物輻射出的總能量，也就是當待測物為黑體時該輻射出的能量，因此最後可以把3-7式改寫成：

$$U_{obj} = \frac{1}{\varepsilon\tau} U_{tot} - \frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} U_{refl} - \frac{1-\tau}{\varepsilon\tau} U_{atm} \quad (3-8)$$

由3-8式即可明顯看出放射率對紅外線熱像儀掃描待測物時的重要性，如果無法得知放射率，掃描到的數據即未校正過，僅是相對溫度而已。



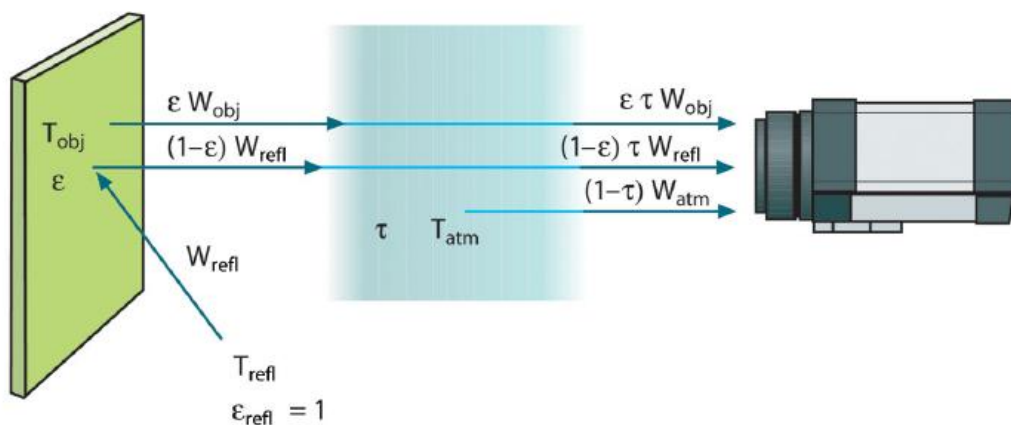


圖 3-6：紅外線熱像儀所接收到的輻射能量來自待測物本身、周遭環境的能量經由待測物反射及大氣的輻射能量。(摘自：FLIR System說明書)

$\varepsilon$ ：待測物本身的放射率

$\tau$ ：大氣的穿透率

$1-\varepsilon$ ：待測物的反射率

$1-\tau$ ：大氣的放射率

$T_{obj}$ ：待測物的溫度

$T_{refl}$ ：周遭的溫度，在這裡假設周遭的環境為一定值

$T_{atm}$ ：大氣的溫度

$W_{obj}$ ：物體本身輻射出的能量

$W_{refl}$ ：周遭的輻射能量

$W_{atm}$ ：大氣的輻射能量



## 第4章 釐定利氏海底熱流探針之熱容量

利用利氏海底熱流探針所測得之溫度資料無論求取溫度或熱導係數時，均需先假設熱探針針管之熱容量( $S$ )及電阻絲所產生熱脈衝之熱能( $Q$ )為已知，然後對沉積物之背景溫度( $T_B$ )、使探針上升之溫度( $T_0$ )、沉積物之熱容量( $\rho c$ )及熱導係數( $K$ )做迴歸計算，理論上  $S=Q/T_0$ ，不過實際上要在實驗室中求取 $S$ 卻是相當的困難，因此迄至目前為止僅有少數文章(Hyndman et al., 1979; Nagihara & Lister, 1993)係根據探針針管之構成材料如電線、油、塑膠、鋼管等來推估，相當不可靠；Lee et al. (2003)也認為探針的熱容量是不容易估計的，在他的數字模擬計算中，將管徑8 mm探針之熱容量值從145至210 J/mK都有用到，可見估計探針之熱容量可大可小，難以掌握，總括其困難處是在於：

- (1) 能量( $Q$ )使探針上升的溫度( $T_0$ )並非丁字型(spike)的波，從針管中間將熱能平均分佈於整支針管，需要花一段時間，所以一開始在針管中心量到的最高溫度並無法代表整支探針平均上升的溫度( $T_0$ )，需待熱能傳遞至整支針管(針管直徑為10 mm)平衡後所得之溫度必定低於一開始量到的最高溫，因此何時在針管中所量測到的溫度才是真正能代表探針的平均上升溫度( $T_0$ )便異常困難。
- (2) 如欲在針管外量其最高溫，則由於針管直徑極小，無適當之溫度感應元件可使用，接觸也無法完全密合，更何況在量測期間有熱能流失的問題，所量到的溫度也無法代表真正的 $T_0$ ；
- (3) 針管相當長(如6公尺)，要在一絕緣艙內進行測量其 $T_0$ ，也幾乎不可能。

為改進前人的推估法，以下介紹兩種我們在實驗室所採取量測探針熱容量的方法：

1. 將極細的漆包線纏繞在探針針管之外徑並觀察其電阻隨溫度之變化(以下簡稱為「漆包線纏繞法」)。
2. 使用紅外線熱像儀，直接掃描探針針管表面，並觀察其溫度之變化(以下簡稱為「紅外線掃描法」)。

#### 4.1 將探針針管纏繞漆包線並觀察其電阻之變化

在1995年時，台大海洋研究所正處於發展製作利氏海底熱流探針的初期，由於當時在市面上能購買得到的紅外線熱像儀所能掃描的影像解析度低也無數位的展示，因此就曾採用了漆包線纏繞法(黃耀昇, 1996)，在此次的研究中為了與紅外線熱像儀所掃描到的結果做比對，因此利氏海底熱流探針針管直徑大小、放熱脈衝波的能量、漆包線的長度等在兩種方法的測試中必須相同，所以類似前面的漆包線纏繞法的實驗必需再做一次，方法是在探針針管內部擺放熱敏電阻的位置，將其管外對應之表面位置纏上一層薄薄的漆包線，為能達到較大之電阻值，漆包線之間互不相重疊，且越密越好，並往兩端延伸一段距離後與量測電阻的電線接頭互相連接(圖4-1)，接頭與熱敏電阻的位置保持一段距離是為了避免用來固定接頭的膠帶會吸走些許熱脈衝所發出的能量。

本次量測漆包線之電阻時，因為無法自動把量測到的數據記錄下來，所以放置一個電子鐘在電阻儀的旁邊並以攝影機拍攝電阻隨著時間的變化情形(圖4-2)。

為了將電阻值轉換成溫度數據，將本次所用的漆包線完全浸在水中(目的是為了保持周圍環境的穩定)，並將石英溫度計的感應器放在漆包線旁邊(圖4-3)，就可以得知不同的溫度所對應到的電阻值。經過實驗後可將電阻( $R$ )與溫度( $T$ )以直線方程式做迴歸運算得到之關係式為 $R = 11.031 + 0.0575T$ (圖4-4)，判定係數( $R^2$ )為1，代表漆包線的電阻值隨溫度的增加呈非常良好的線性關係，因此我們便可利用此一關係式從量測到之電阻值推算對應之溫度值。

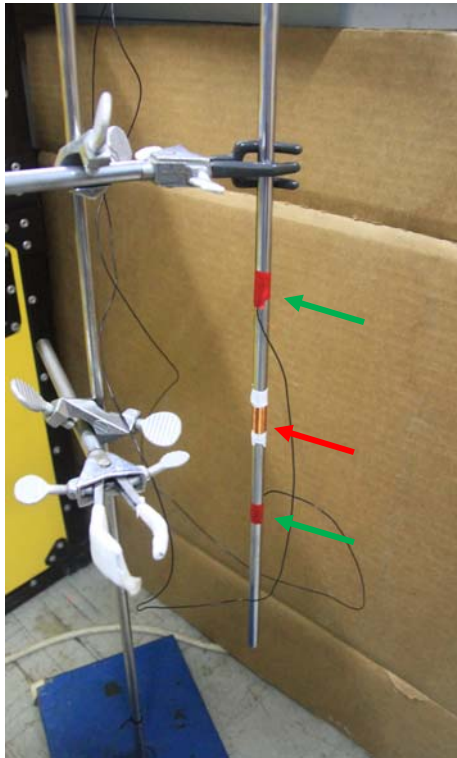


圖 4-1：漆包線纏繞法之連接方式。在針管內部擺放熱敏電阻的外管對應位置，將其表面纏上一層薄薄的漆包線(紅色箭頭所指處)，將漆包線往兩端延伸一段距離後，與測量電阻儀器的電線(圖中的黑色電線)互相連接(綠色箭頭所指處)。

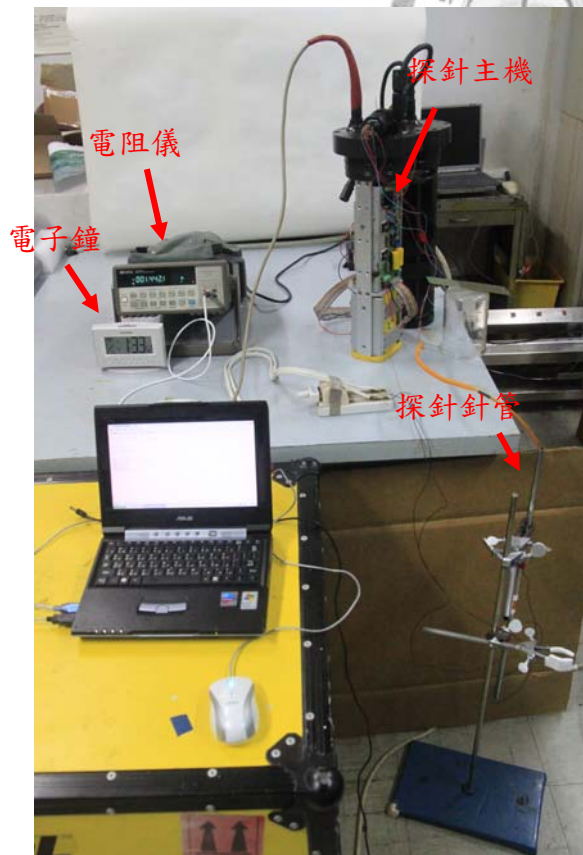


圖 4-2：量測漆包線電阻值隨時間之變化。左圖為各實驗儀器擺放的情況，右圖為判讀電阻值隨時間之變化。

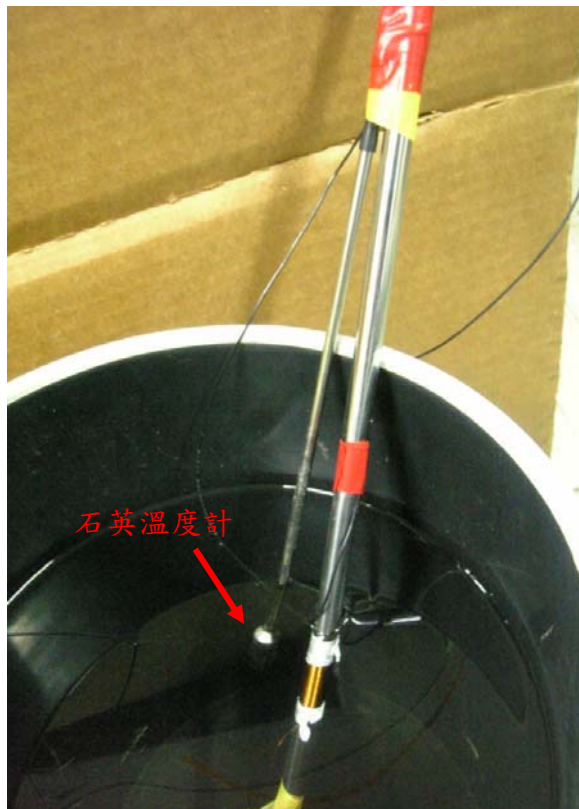


圖 4-3：漆包線電阻轉成溫度之方法。將探針纏繞線圈的部分及石英溫度計浸在水中，藉此觀察漆包線之電阻隨溫度的變化。

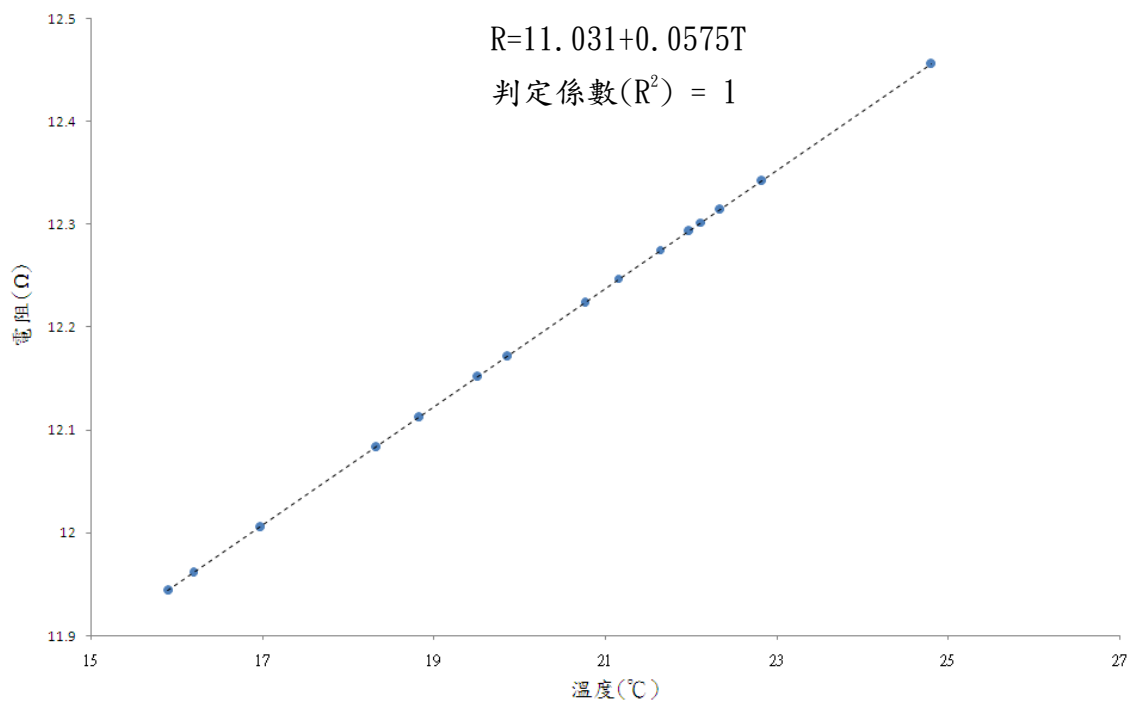


圖 4-4：漆包線之電阻與溫度之關係圖。  
電阻隨溫度呈一非常良好之線性變化。

在此以電流9.342安培，放熱15秒，則熱能(Q)為507.405 J/m為例，圖4-5中之綠色曲線為漆包線電阻所轉換之溫度與探針針管中心熱敏電阻所測之紅色溫度的對應關係，漆包線的溫度反應起始點，較針管中心之溫度上升的起始點約慢13秒，溫度的最高處約慢93秒、低約0.83 °C。

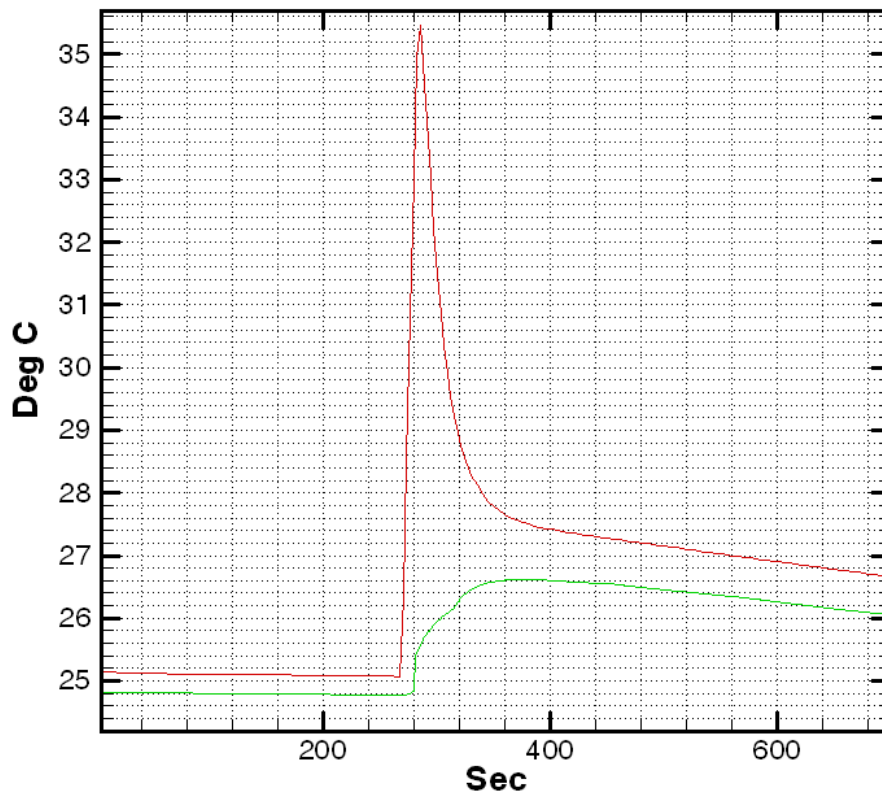


圖 4-5：比對探針管內的溫度(紅色線)與漆包線所反應的溫度(綠色線)關係。



## 4.2 使用紅外線熱像儀直接掃描探針表面所得之溫度

在溫度穩定的環境下，同時啟動熱探針主機及紅外線熱像儀兩種儀器(圖4-6)，如前所述，探針表面為達成抗氧化、防生鏽的目的，所以鍍上一層金屬鉻，因此造成探針表面過於光亮而放射率太低，使得紅外線熱像儀無法接收到探針表面溫度上升的情形(圖4-7)，為彌補此一缺點，我們在探針表面貼上如圖3-5所示的一層薄薄的黑色膠帶，便可明顯看出因放熱而使溫度上升的情形(圖4-8)，而且所顯示之溫度與實際管內熱敏電阻之位置幾乎沒有關係，即整支探針針管之升高溫度值約略相等，圖4-9為將探針內記錄到的溫度資料(紅色線)和紅外線熱像儀掃描到的資料(綠色線)做一比較，結果發現，紅外線熱像儀所偵測到的針管表面溫度的反應起始點較針管內之溫度上升起始點僅約慢2秒，溫度最高處約慢62秒、低約0.69 °C。



圖 4-6：紅外線熱像儀掃描熱流探針熱敏電阻處。紅圈處為紅外線熱像儀，黃圈內之黑色膠帶位置為探針管內有熱敏電阻之處。

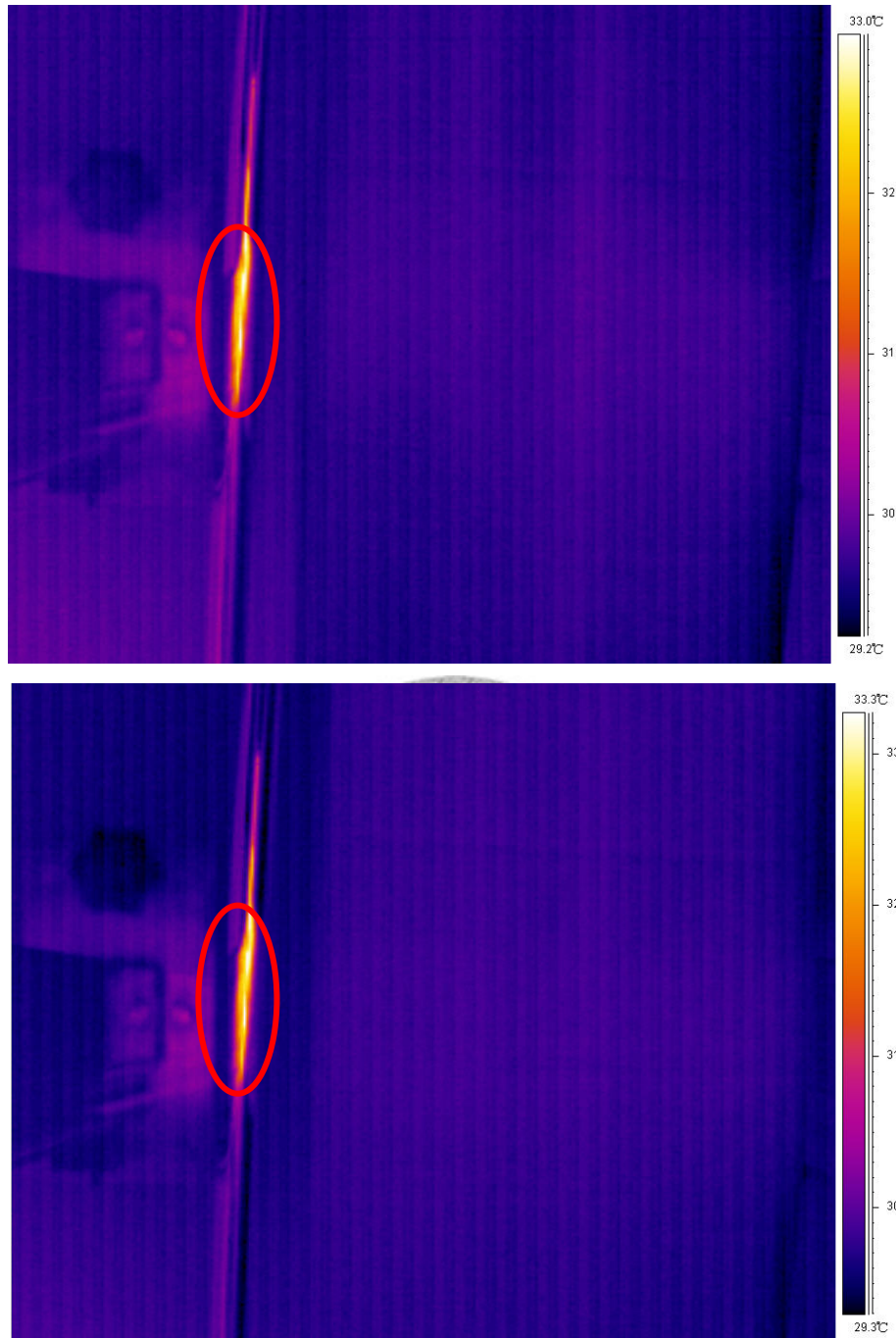


圖 4-7：鍍鉻之探針表面過於光亮造成放射率低無法觀測到溫度上升的情形。  
紅圈內為熱敏電阻所在的位置，無法分辨產生熱脈衝之前(上圖)及後(下圖)之溫度分佈影像。



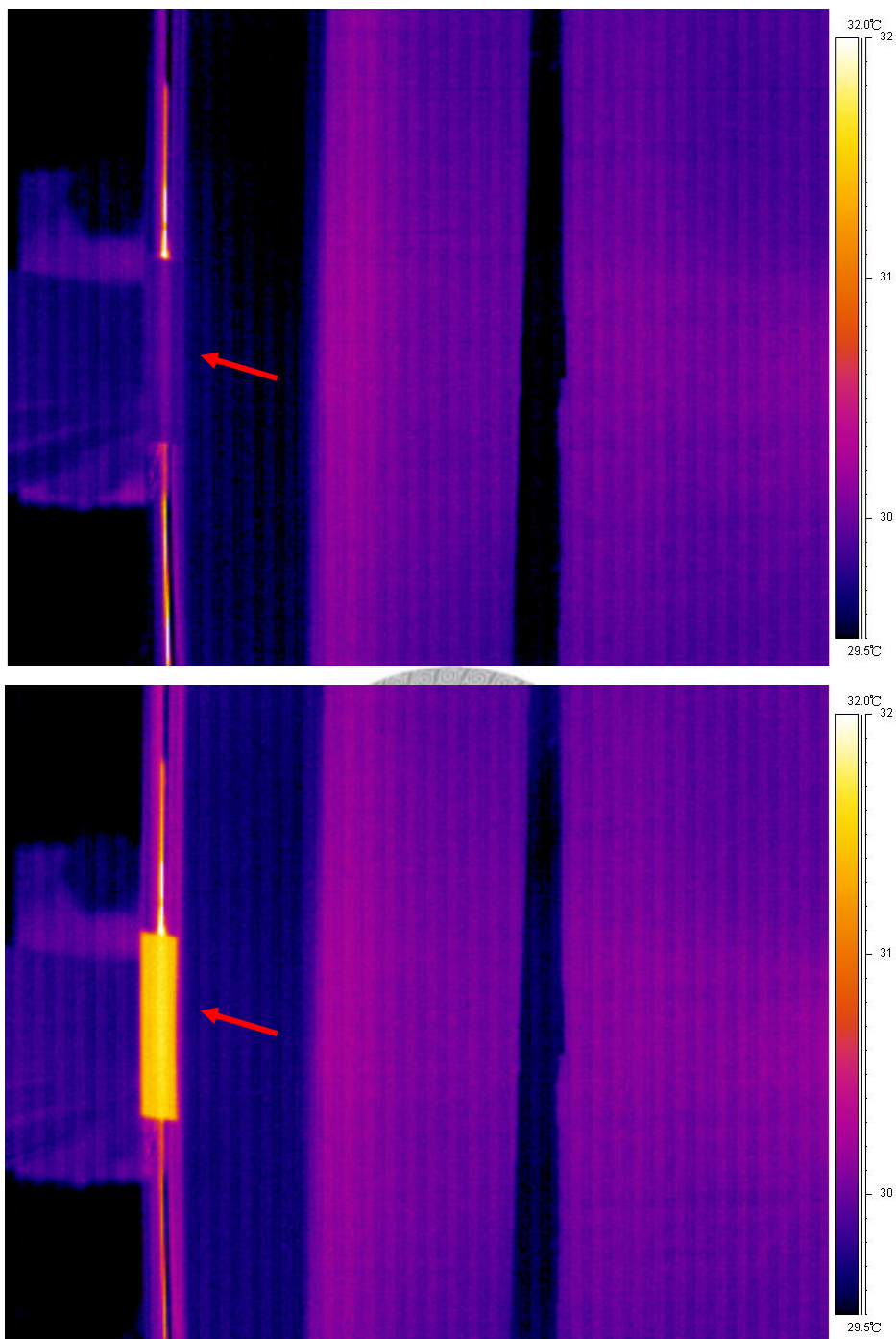


圖 4-8：在探針表面貼上一層黑色膠帶後便可看出溫度上升的情形。  
產生熱脈衝前(上圖)及後(下圖)的溫度分佈影像。

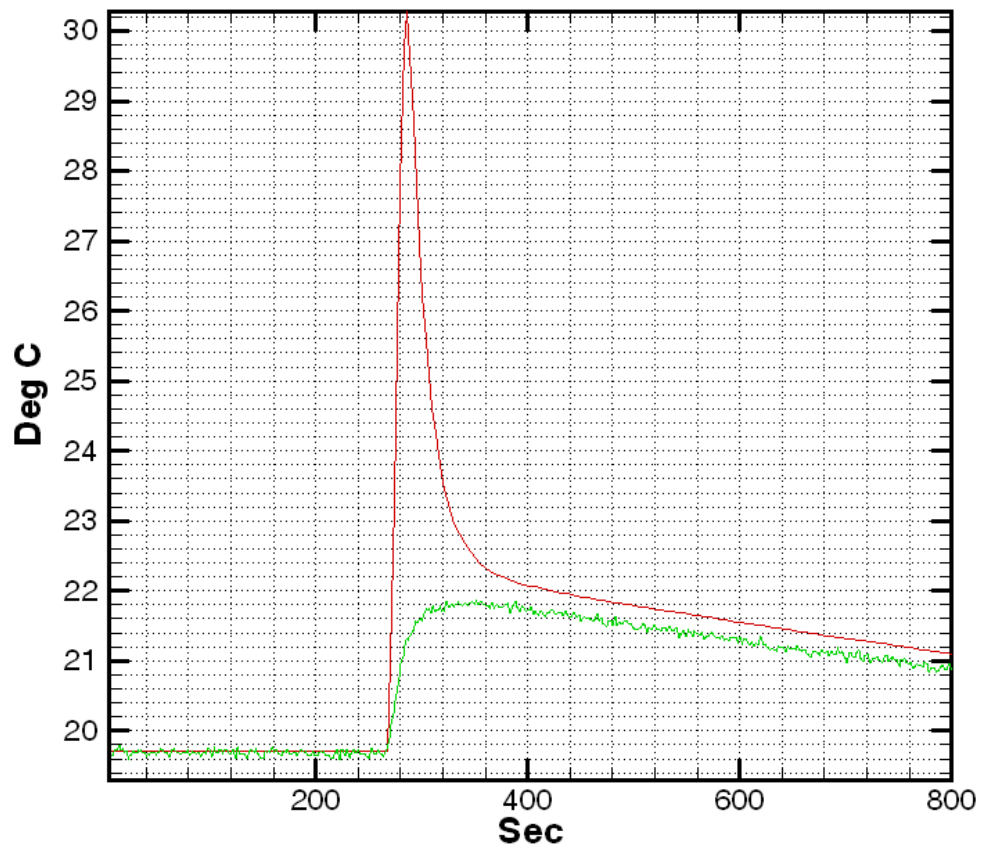


圖 4-9：比對探針管內之溫度(紅色線)與紅外線熱像儀所反應之溫度(綠色線)的關係。



### 4.3 資料處理

由圖4-5中可知，電阻隨溫度的變化相當穩定，要從其溫度資料得知背景溫度、熱脈衝造成的上升溫度及探針表面真正上升的溫度較容易，但從紅外線掃描法所得的溫度數據(圖4-9)發現有小幅的跳動，無法如探針內及漆包線的溫度穩定，主要是紅外線熱像儀所顯示的溫度受周圍環境如空氣、陽光等的溫度變化干擾及部分熱量散失於空氣中，然而有一共通點就是無論是用漆包線纏繞法或是紅外線掃描法測得的溫度，尤其是所顯示之最高溫均較探針管內上升的溫度為低。為了明確得知紅外線熱像儀所掃描得到的背景溫度、熱脈衝造成探針的上升溫度及探針表面真正上升的溫度，我們提出以下分析資料的方法，主要是將紅外線熱像儀的溫度資料分段作迴歸，今以圖4-10為例子說明相關的處理步驟：

- (1) 選取探針溫度因熱脈衝而開始上升之時間(圖4-10中取 268 sec)。
- (2) 選取探針溫度資料未上升前的一段時間(圖4-10的粉紅色線)並延伸(圖4-10的粉紅色虛線)，作為背景溫度(圖4-10中取 86 – 268 sec)。
- (3) 選取探針溫度資料放出熱脈衝後，逐漸與室溫接近平衡的一段資料作迴歸(圖4-10的黑線)(圖4-10中取 483 – 800 sec)。
- (4) 選取熱像儀溫度資料剛開始上升的時間(圖4-10中取 270 sec)。
- (5) 選取熱像儀溫度未上升前的一段時間所記錄之溫度資料做迴歸(圖4-10的藍色線)，並將迴歸線延伸做背景溫度(圖4-10中取 86 – 270 sec)。
- (6) 選取熱像儀溫度資料因放出熱脈衝而急速上升的一段時間(圖4-10的橘色線)並作迴歸(圖4-10的橘色虛線)(圖4-10中取 269 – 298 sec)。
- (7) 選取熱像儀溫度資料放出熱脈衝後，逐漸與室溫接近平衡的一段資料(圖4-10的深灰色線)並作迴歸(圖4-10的深灰色虛線)(圖4-10中取 481 – 805 sec)。
- (8) 選取熱像儀溫度資料可能達到最高溫的一段時間(圖4-10的桃紅色線)並作迴歸(圖4-10的桃紅色虛線)(圖4-10中取 312 – 360 sec)。

完成上述(1)至(8)之處理步驟後便可進一步推估 $T_0$ ，以下為方便說明推估 $T_0$ 之過程所根據的理由，將圖4-10局部放大成圖4-11。

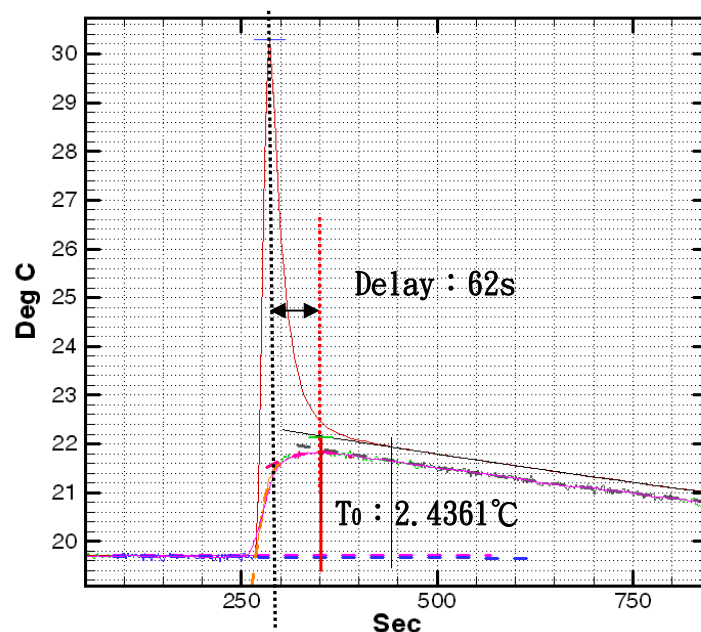


圖 4-10：探針溫度資料及熱像儀溫度資料選取迴歸的部分。

藍線及藍虛線是步驟(2)，黑線是步驟(3)，粉紅色線及粉紅色虛線是步驟(5)，橘色線及橘色虛線是步驟(6)，深灰色線及深灰色虛線是步驟(7)，桃紅色線及桃紅色虛線是步驟(8)。黑色虛線為探針最高溫處，粗紅色實線為熱像儀溫度資料最高溫處(有真正上升的溫度 ( $T_0$ ))，兩者差距即探針內部能量傳到探針表面的延遲時間(Delay)。

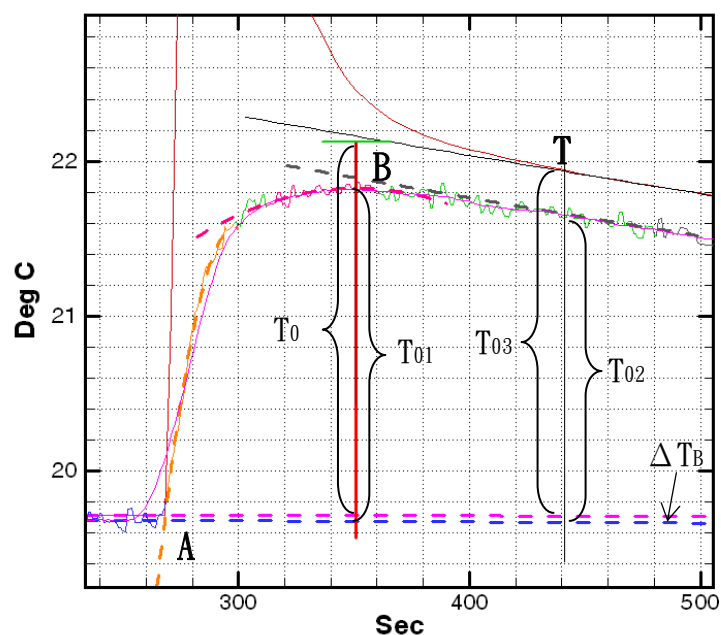


圖 4-11：根據當時空氣溫度的散熱情況求取 $T_0$ 。

通常我們會直覺上認為 $T_{01}$ (圖4-11)便是探針加熱後真正上升之溫度，其實尚有兩個因素必須加以考慮：其一是當管外之溫度從A點急速上升至B點之過程中已有部分熱量從針管表面散失至周圍介質(空氣)中，而且散失的速率應與針管表面與背景溫度之差呈正比的關係，因此而造成溫度下降的速率與背景的關係可參考T點之溫度下降速率，將A至B段逐小段降低之溫度 $\Delta T_n$ 累加回去(即 $\Sigma \Delta T_n$ )；其二是因針管表面持續散失熱量所以量測到之溫度 $T_{01}$ 必略小於針管中心之溫度，其差值可參考在較穩定時如在440秒處(圖4-11)之差值，將上述兩項溫度下降之因素修正回去便可推估得較為準確之 $T_0$ ，即

$$T_0 = T_{01} + \Sigma \Delta T_n + [T_{03} - (T_{02} + \Delta T_B)] / 2 \quad (4-1)$$

再根據  $S = \frac{Q}{T_0}$  之公式，便可求得探針之熱容量S。

式中

S：熱容量( J/m $^{\circ}$ C )。

Q：能量( J/m )， $Q = 2i^2 R t$ ；i是探針放出熱脈衝的電流( A )；R是電阻(  $\Omega$ /m )，此處實驗的電阻為0.1938  $\Omega$ /m；t為放熱時間(秒)，此實驗的放熱時間為15秒。

$T_0$ ：探針上升的溫度(  $^{\circ}$ C )。

#### 4.4 兩種釐定利氏海底熱流探針之熱容量方法的比較

為了得知探針的熱容量，使用了漆包線纏繞法及紅外線掃描法，在此比較兩種方法的優劣及差異，在室溫下使用同一根探針分別測試，分別設定成放出三次熱脈衝(pulses)及五次熱脈衝，放出一個熱脈衝的時間為3秒，所以分別是9秒及15秒，結果如表4-1，由表中得知，漆包線纏繞法得到的 $T_0$ 相較紅外線掃描法在放出三次熱脈衝時低了約 $0.085\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、在放出五次熱脈衝時低了約 $0.183\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，因此漆包線纏繞法求得的熱容量也較高( $S=Q/T_0$ )；兩種方法的延遲時間(Delay)也有明顯的不同，漆包線纏繞法的延遲時間較紅外線掃描法多了約30秒。

表 4-1：漆包線纏繞法及紅外線掃描法的比較。

漆包線纏繞法				
3 pulses				
$T_0(^{\circ}\text{C})$	i(A)	Q(J/m)	S(J/m $^{\circ}\text{C}$ )	Delay(s)
1.3454	9.342	304.443	224.4472	81
5 pulses				
$T_0(^{\circ}\text{C})$	i(A)	Q(J/m)	S(J/m $^{\circ}\text{C}$ )	Delay(s)
2.2528	9.342	507.405	223.5485	94

紅外線掃描法				
3 pulses				
$T_0(^{\circ}\text{C})$	i(A)	Q(J/m)	S(J/m $^{\circ}\text{C}$ )	Delay(s)
1.4306	9.342	304.443	212.8079	53
5 pulses				
$T_0(^{\circ}\text{C})$	i(A)	Q(J/m)	S(J/m $^{\circ}\text{C}$ )	Delay(s)
2.4361	9.342	507.405	208.2858	62

在此討論以放出五次熱脈衝為例，圖4-12上圖為漆包線纏繞法的結果，圖4-12下圖是紅外線掃描法結果，在探針主機未發出熱脈衝前兩種方法所測到的溫度即與探針溫度有些微的落差( $\Delta T_1$ )，漆包線纏繞法低了 $0.3011\text{ }^{\circ}\text{C}$ 而紅外線掃描法低了 $0.0278\text{ }^{\circ}\text{C}$ ；當探針發出熱脈衝後，探針內部及表面慢慢與室溫平衡時(圖4-12中T點)，表面與內部的溫度落差( $\Delta T_2$ )在漆包線纏繞法中低了 $0.7042\text{ }^{\circ}\text{C}$ 而紅外線掃描法低了 $0.2781\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。理論上在未發出熱脈衝前探針內部及表面的溫度應該相同，所以 $\Delta T_2 - \Delta T_1$ 就是探針發出熱脈衝後且與室溫逐漸平衡時，真正探針內部及外部的溫度差距，則漆包線纏繞法及紅外線掃描法所得的平衡後探針內部及外部的溫度差距分別為： $0.4031\text{ }^{\circ}\text{C}$ 及 $0.2503\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，以紅外線掃描法所得的溫度較接近探針內部的溫度。

如前所述，探針表面的溫度因不易量測，所以採用了這兩種方法，但是這兩種方法也沒有「直接」量測到探針表面的溫度，必須纏繞上百圈的漆包線或在探針表面貼上一層薄薄的膠帶，不論是漆包線或是膠帶皆會吸收掉部分由熱脈衝發出的能量，由上述兩種方法測試出來的結果，以紅外線掃描法所得到的溫度較接近探針內部的溫度，所以膠帶吸收掉的能量較漆包線少，更能反應探針外部溫度變化的情形。

而探針的延遲時間有所差異，除了材質不一樣，散熱情況不同，原本漆包線所吸收到的能量較多，延遲時間也較長，不過雖然延遲時間不同，但是探針表面因三次與五次熱脈衝造成的溫度上升( $T_0$ )在互比之後，漆包線纏繞法及紅外線掃描法比例分別為 $0.597(1.3454\text{ }^{\circ}\text{C} / 2.2528\text{ }^{\circ}\text{C})$ 及 $0.587(1.4306\text{ }^{\circ}\text{C} / 2.4361\text{ }^{\circ}\text{C})$ 與熱脈衝所發出的能量比 $0.6(304.443\text{ J/m}^{\circ}\text{C} / 507.405\text{ J/m}^{\circ}\text{C})$ 皆非常相近，因此不論延遲時間的長短，真正因熱脈衝造成探針表面的溫度上升幾乎相同。

紅外線掃描法得到的溫度數據雖然有點小幅跳動(易受環境干擾)，但是除了能夠得到較正確的 $T_0$ 以外(吸收掉的能量較少)，施測過程比漆包線纏繞法迅速許



多，在探針表面纏繞漆包線相當耗時(量測一個熱敏電阻需要4-5個小時)，但紅外線掃描法僅需在表面貼上一層薄薄的膠帶，在考量效率及結果，紅外線掃描法皆佔有優勢。

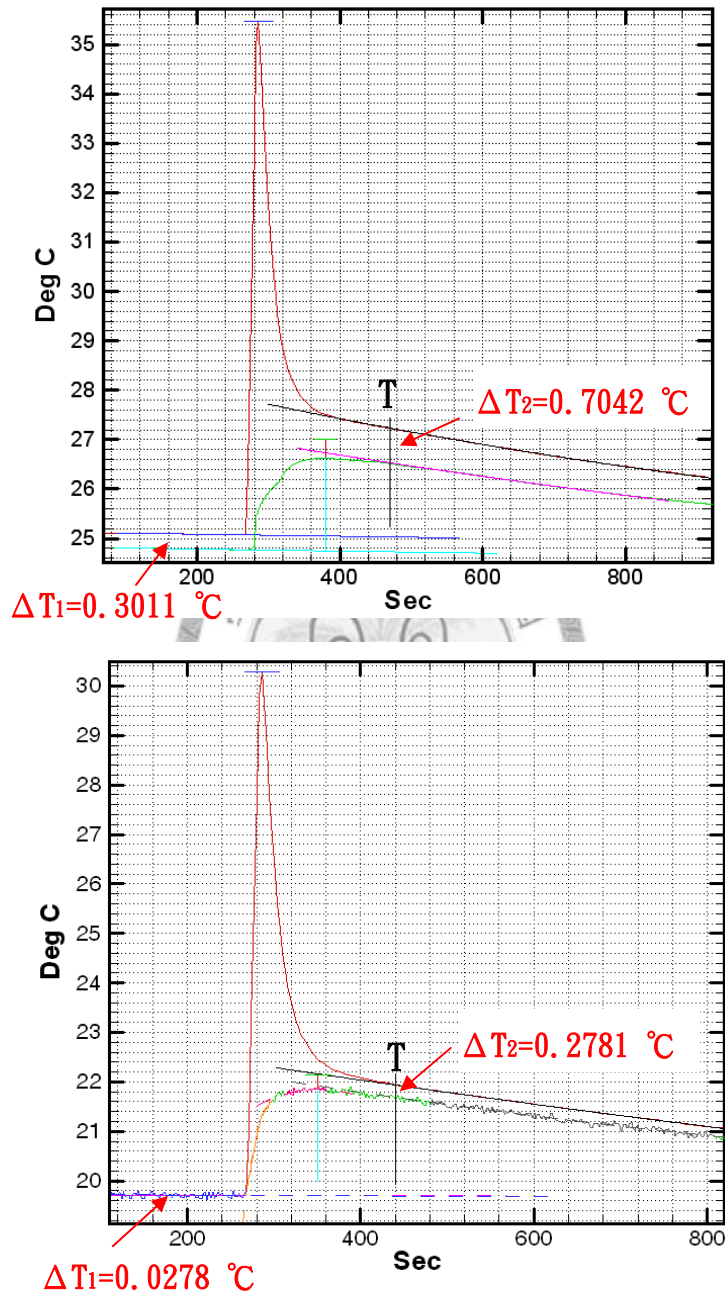


圖 4-12：比較漆包線纏繞法(上圖)與紅外線掃描法(下圖)的結果。

將 $\Delta T_2 - \Delta T_1$ 是探針發出熱脈衝後且與室溫逐漸平衡時，真正探針內部及外部的溫度差距，漆包線纏繞法及紅外線掃描法的 $\Delta T_2 - \Delta T_1$ 分別為 $0.4031\text{ }^{\circ}\text{C}$ 及 $0.2503\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，所以紅外線掃描法所得的溫度較接近探針內部的溫度。



#### 4.4.1 放出熱脈衝後利氏海底熱流探針的溫度分佈

在求探針的熱導係數時，都假設整支探針的溫度是均勻的，但是實際上探針內部佈放熱敏電阻在成本及效能的考量下大致將熱敏電阻約每70公分放置一個，以往無有效的方法觀測探針表面大範圍的溫度分佈，但在使用紅外線掃描法後即可明顯看出探針表面溫度的分佈，以表4-1放出五次熱脈衝為例，圖4-13左圖為一探針表面溫度剛上升的情形(紅外線一次掃描到的視野的探針長度約25公分)，右圖為放熱經過約60秒，整支探針的溫度大致相同。

探針溫度隨時間變化的詳細過程在圖4-14，由圖中可得知在熱敏電阻的位置一開始溫度上升的速率很快，另外在探針位置約5公分的地方也有溫度上升較快速的情形，可能是探針內部用來固定銅線的橡膠導熱較探針內填充的油迅速一些，所以也有溫度上升較快的情形。不過在放出熱脈衝後過約60秒的時間，整支探針的溫度大約已相同，而60秒與經過資料處理後算出的探針內部及外部最高溫的延遲時間(Delay)62秒相距不遠(漆包線纏繞法是94秒)，再度證明了紅外線掃描法優於漆包線纏繞法。

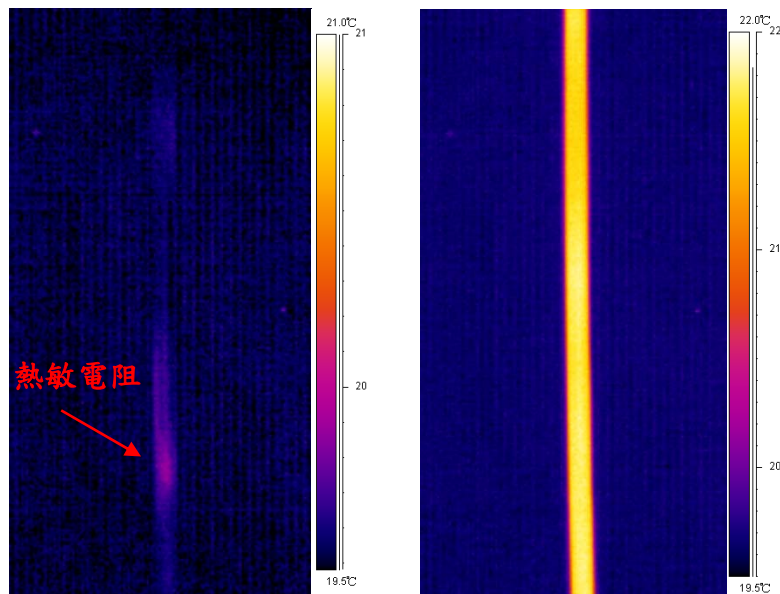


圖 4-13：放熱脈衝後針管表面溫度隨時間之變化。剛開始時熱敏電阻附近的溫度上升較周圍快(左圖)，但在經過約60秒後，整之探針的溫度以呈均勻(右圖)。

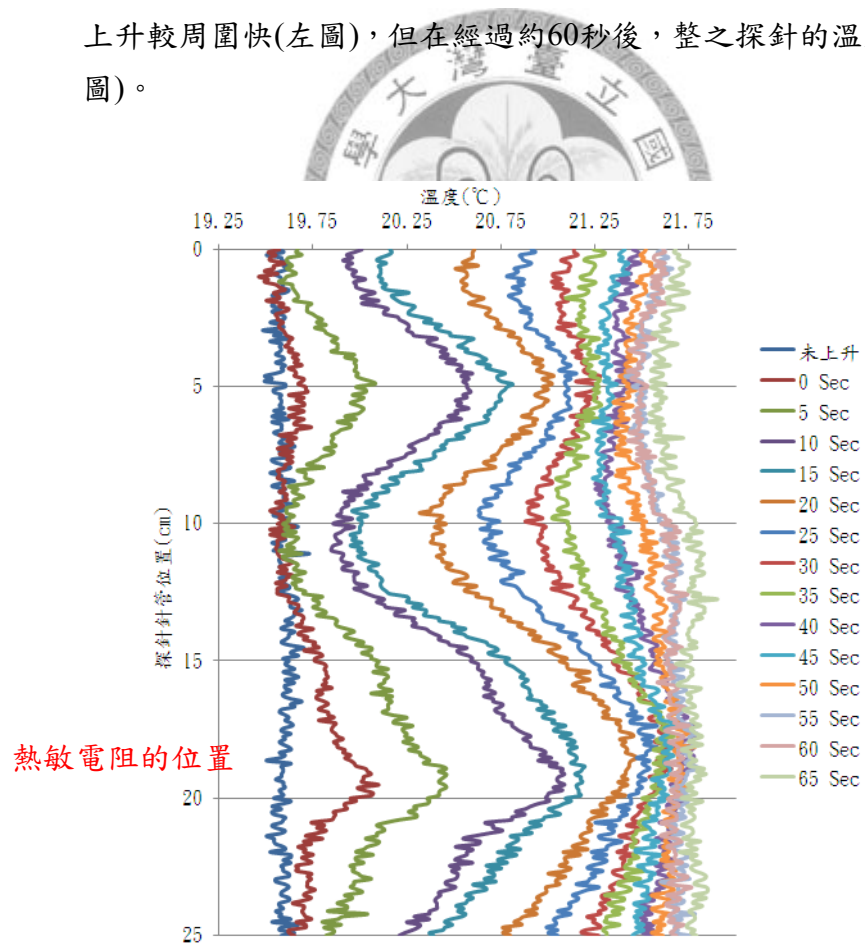


圖 4-14：以紅外線掃描法觀測探針表面溫度分佈隨時間之變化。

## 4.5 紅外線掃描法釐定利氏海底熱流探針的結果與討論

在比較漆包線纏繞法及紅外線掃描法後，即發現紅外線掃描法不論方便性及所得數據皆優於漆包線纏繞法。因此在實際製作利氏海底熱流探針之感應針管，我們採用了紅外線掃描法。本次共釐定了四支探針，每支探針中有八個熱敏電阻，在釐定一個熱敏電阻時，分別將其設定成放出四次熱脈衝及七次熱脈衝，放出一個熱脈衝的時間為2秒，所以分別是8秒及14秒，探針表面真正上升的溫度( $T_0$ )、探針放出熱脈衝的電流( $i$ )，放熱電阻絲的電阻( $R$ )為 $0.1755\ \Omega/m$ ，由 $T_0$ 、 $i$ 即可以公式 $Q = 2i^2Rt$ 得到熱脈衝的能量( $Q$ )，接著以公式  $S=Q/T_0$  計算出熱容量，最後觀察探針中心最高溫傳到表面最高溫的時間差(Delay)等，將各項參數及實驗結果列於表4-2。

表4-2中的 $\Delta S$ 為放出四次及七次熱脈衝後計算而得熱容量的差距(將放出四次熱脈衝得到的 $S$ 減掉放出七次熱脈衝得到的 $S$ )，理論上釐定同一個熱敏電阻的容量時，不論放出四個或七個熱脈衝測得的熱容量應該一樣，但由結果可見還是會有些小幅的差距；圖4-15是將所有熱敏電阻的誤差百分比統計出來，大部分的差距集中在 $\pm 2\%$ 裡；另外，將全部量測64次的熱容量統計出來，平均約 $219.544\ J/m^\circ C$ ，標準差約 $4.858\ J/m^\circ C$ (約 $2.2\ \%$ )，表示本次四支探針組裝過程的一致性相當好。

由紅外線掃描法釐定出來的熱容量差距大約只有 $\pm 2\ \%$ ，比起前人如Hartmann and Villiger (2002)以熱容量在 $\pm 20\ \%$ 的範圍來討論對求熱導係數的影響，我們的偏差範圍得以減小至 $2\ \%$ ，實在改進太多，所以從我們的測試結果完全說明了，利用紅外線熱像儀釐定探針的熱容量實為一可靠且迅速的方法。

表 4-2：使用紅外線熱像儀釐定利氏海底熱流探針所獲得的各項參數。

TB1	4pulses					7pulses					$\Delta S$
-----	---------	--	--	--	--	---------	--	--	--	--	------------

	$T_0(^{\circ}\text{C})$	$i(\text{A})$	$Q(\text{J/m})$	$S(\text{J/m}^{\circ}\text{C})$	$\text{Delay}(\text{s})$	$T_0(^{\circ}\text{C})$	$i(\text{A})$	$Q(\text{J/m})$	$S(\text{J/m}^{\circ}\text{C})$	$\text{Delay}(\text{s})$	$(\text{J/m}^{\circ}\text{C})$
#1	1.0169	8.81	217.946	214.324	82	1.8147	8.8	380.54	209.699	84	-4.625
#2	0.9963	8.8	217.452	218.26	86	1.7693	8.8	380.54	215.079	82	-3.181
#3	1.002	8.81	217.946	217.511	80	1.7381	8.8	380.54	218.94	84	1.429
#4	0.9532	8.8	217.452	228.127	82	1.6839	8.8	380.54	225.987	95	-2.14
#5	0.9797	8.805	217.699	222.21	85	1.7701	8.8	380.54	214.982	95	-7.228
#6	0.9865	8.8	217.452	220.428	80	1.6897	8.8	380.54	225.212	86	4.784
#7	1.0019	8.805	217.699	217.286	87	1.7717	8.8	380.54	214.788	90	-2.498
#8	1.0141	8.8	217.452	214.429	86	1.7287	8.8	380.54	220.131	81	5.702
平均值	0.9938			219.072	83.5	1.7458			218.102	87.125	-0.969

TB2	4pulses					7pulses					$\Delta S$
	$T_0(^{\circ}\text{C})$	$i(\text{A})$	$Q(\text{J/m})$	$S(\text{J/m}^{\circ}\text{C})$	$\text{Delay}(\text{s})$	$T_0(^{\circ}\text{C})$	$i(\text{A})$	$Q(\text{J/m})$	$S(\text{J/m}^{\circ}\text{C})$	$\text{Delay}(\text{s})$	$(\text{J/m}^{\circ}\text{C})$
#1	1.0292	8.805	217.699	211.523	83	1.7633	8.8	380.54	215.811	88	-4.288
#2	0.957	8.805	217.699	227.481	87	1.7287	8.8	380.54	220.131	86	7.35
#3	1.0036	8.81	217.946	217.164	83	1.7207	8.8	380.54	221.154	96	-3.99
#4	0.9518	8.805	217.699	228.723	81	1.6853	8.8	380.54	225.8	90	2.923
#5	0.9881	8.805	217.699	220.321	86	1.7162	8.8	380.54	221.736	89	-1.415
#6	0.9978	8.805	217.699	218.179	86	1.7187	8.8	380.54	221.412	77	-3.233
#7	0.952	8.8	217.452	228.416	85	1.7073	8.8	380.54	222.89	95	5.526
#8	0.9619	8.8	217.452	226.595	91	1.7028	8.8	380.54	223.479	93	3.116
平均值	0.9802			222.3	85.25	1.7179			221.552	89.25	0.74862

表 4-2(續)

TB3	4pulses					7pulses					$\Delta S$
-----	---------	--	--	--	--	---------	--	--	--	--	------------

	$T_0(^{\circ}\text{C})$	$i(\text{A})$	$Q(\text{J/m})$	$S(\text{J/m}^{\circ}\text{C})$	$\text{Delay}(\text{s})$	$T_0(^{\circ}\text{C})$	$i(\text{A})$	$Q(\text{J/m})$	$S(\text{J/m}^{\circ}\text{C})$	$\text{Delay}(\text{s})$	$(\text{J/m}^{\circ}\text{C})$
#1	1.004	8.81	217.946	217.078	85	1.7922	8.8	380.54	212.331	85	4.747
#2	1.0271	8.81	217.946	212.196	88	1.7161	8.8	380.54	221.747	88	-9.551
#3	0.9884	8.81	217.946	220.504	86	1.7398	8.81	381.406	219.224	87	1.28
#4	0.9951	8.805	217.699	218.771	86	1.7366	8.8	380.54	219.129	91	-0.358
#5	0.9816	8.81	217.946	220.031	88	1.7467	8.8	380.54	217.862	90	2.169
#6	0.9896	8.8	217.452	219.737	83	1.6961	8.8	380.54	224.362	83	-4.625
#7	0.9933	8.805	217.699	219.167	84	1.7082	8.8	380.54	222.773	89	-3.606
#8	0.9839	8.805	217.699	221.261	79	1.7349	8.8	380.54	219.344	90	1.917
平均值	0.9954			218.593	84.875	1.7338			219.597	87.875	-1.0034

TB4	4pulses					7pulses					$\Delta S$
	$T_0(^{\circ}\text{C})$	$i(\text{A})$	$Q(\text{J/m})$	$S(\text{J/m}^{\circ}\text{C})$	$\text{Delay}(\text{s})$	$T_0(^{\circ}\text{C})$	$i(\text{A})$	$Q(\text{J/m})$	$S(\text{J/m}^{\circ}\text{C})$	$\text{Delay}(\text{s})$	$(\text{J/m}^{\circ}\text{C})$
#1	1.0505	8.805	217.699	207.234	81	1.8131	8.8	380.54	209.884	79	-2.65
#2	0.9657	8.81	217.946	225.687	84	1.765	8.8	380.54	215.603	98	10.084
#3	0.9827	8.81	217.946	221.783	89	1.7248	8.8	380.54	220.628	90	1.155
#4	1.0168	8.805	217.699	214.345	87	1.7146	8.8	380.54	221.941	87	-7.596
#5	0.9959	8.805	217.699	218.595	92	1.7437	8.8	380.54	218.237	95	0.358
#6	0.9383	8.8	217.452	229.913	93	1.7314	8.8	380.54	219.787	83	10.126
#7	0.9751	8.805	217.699	223.258	86	1.7246	8.8	380.54	220.654	91	2.604
#8	1.01	8.8	217.452	215.299	82	1.7765	8.8	380.54	214.208	94	1.091
平均值	0.9918			219.514	86.75	1.7492			217.618	89.625	1.8965

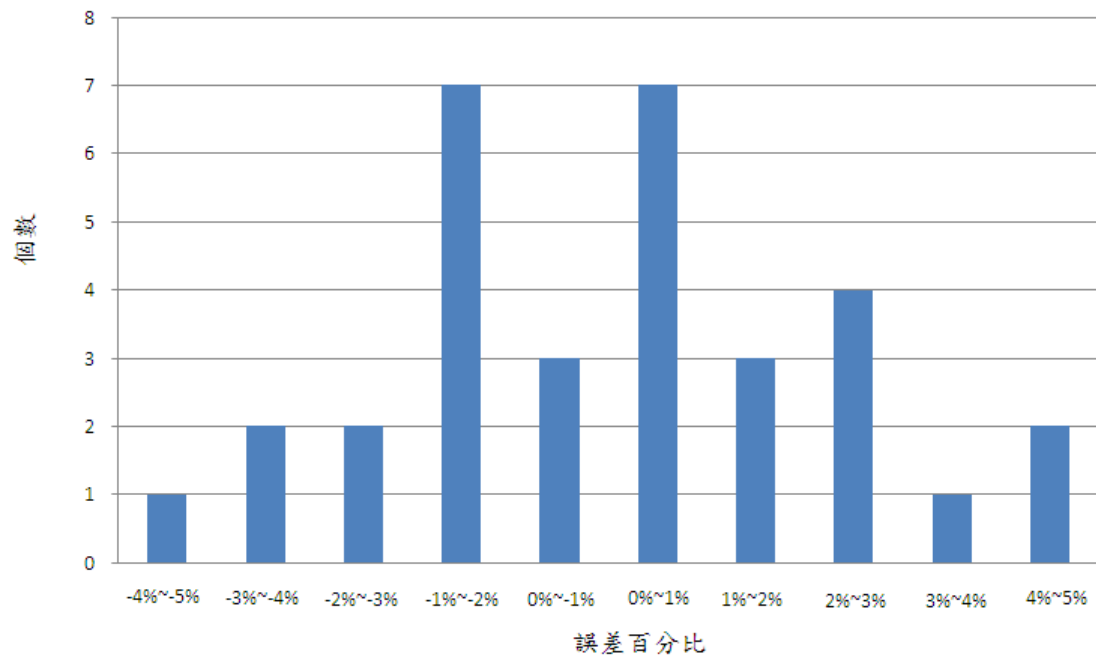


圖 4-15：使用紅外線掃描法釐定熱容量的誤差百分比及個數。  
大部分的誤差集中在 $\pm 2\%$ 內。



## 第5章 紅外線熱像儀偵測沉積物之天然氣水合物

當含有天然氣水合物的沉積物在岩心上收的過程中，因逐漸升溫與減壓的關係，因此無法再滿足形成固態天然氣水合物的起碼條件，固態的天然氣水合物因而解離，此吸熱的效應便形成冷異常，這時如能以紅外線熱像儀掃描攝影便可以偵測到天然氣水合物的存在。

### 5.1 偵測實驗室中合成之天然氣水合物的解離時間及溫差

估計「海研一號」研究船從海床表面取出沉積物到使用紅外線熱像儀進行掃描共需約兩小時左右，我們懷疑經過這兩個小時的升溫及降壓很可能使天然氣水合物解離所產生的冷異常已與周圍之溫度逐漸達到平衡，而不易被分辨出來，為了得到在海上以紅外線熱像儀實際掃描岩心資料的經驗及評估是否在經過兩個小時之後還可以偵測到顯著的溫差存在，我們設計了兩個實驗來觀察其結果。

實驗一：將天然氣水合物直接放入膠管中與沉積物混合在一起

實驗流程：

在一約50公分的岩心膠管中填滿從海底取得的沉積物，並在膠管中下方及上方分別放置了約5公克粉狀天然氣水合物及約7公克粗顆粒的天然氣水合物（天然氣水合物為人工合成由經濟部中央地質調查所陳柏淳所提供）（圖5-1）。沉積物和天然氣水合物完全放至岩心膠管後即馬上以紅外線熱像儀進行掃描（圖5-2）。

實驗結果：

圖5-3為熱像儀掃描拍攝之影像，圖5-4為圖5-3的溫度剖面，可以看到約5公克的天然氣水合物在經過10分鐘後與周圍的溫差僅剩2 °C左右，但約7公克的天然氣水合物則還有6 °C左右的溫差，推測是因為細顆粒的天然氣水合物，反映面積也較大，解離的速度也快很多；但約7公克天然氣水合物在經過兩個小時後與周圍沉積物的溫度尚有1 °C左右的溫差。

在此實驗中天然氣水合物解離的速度應比從海床取出時的狀態快很多，因為溫壓在瞬間就已達到其解離的狀態，本實驗中說明了即使經過兩個小時後還是能夠偵測到約有1 °C的溫差，也證明了只要有約1 °C的溫差，即代表非常有可能是由天然氣水合物解離所造成。







圖 5-1：在一約50公分長的岩心膠管中置入海床取得之沉積物及粗顆粒和細顆粒的人工合成之天然氣水合物。



圖 5-2：以紅外線熱像儀對混入人工合成天然氣水合物之岩心管進行掃描攝影。

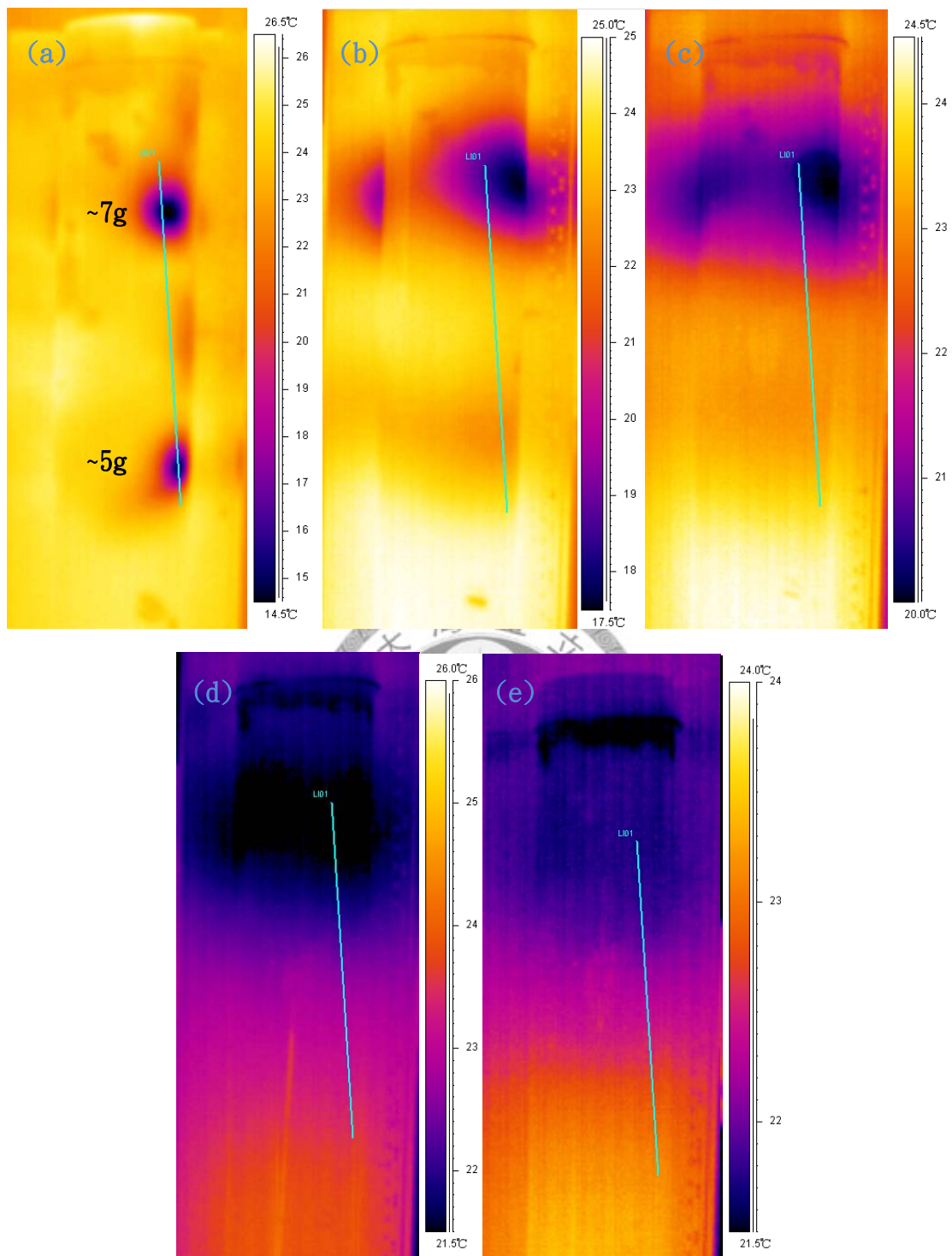


圖 5-3：含有5公克及7公克天然氣水合物的沉積物岩心之熱像圖。

(a)為剛開始，(b)為10分鐘後，(c)為30分鐘後，(d)為1小時後，(e)為2小時後之溫度分佈影像。

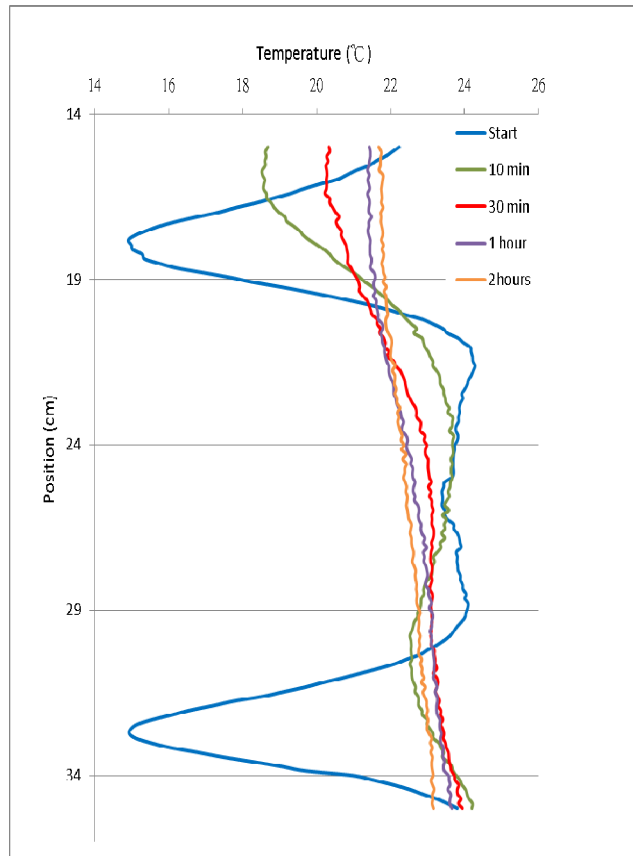


圖 5-4：圖5-3中(a)到(e)中藍直線剖面的溫度分布圖。

約5公克的天然氣水合物在經過10分鐘後與周圍的溫差已剩2 °C左右，但約7公克的天然氣水合物溫差還有6 °C左右，而且約7公克天然氣水合物在經過兩個小時後與周圍沉積物之溫差尚有1 °C左右。

## 實驗二：模擬從海床取出含天然氣水合物的沉積物至船上的情形

### 實驗流程：

如圖5-5，在一長度約12公分、直徑5公分的圓柱體膠管中，由上至下依實驗規劃放了(1)2公分厚的純沉積物(16.2公克)、(2)3公分厚20%的天然氣水合物緻密地混合在沉積物中(20.4公克)、(3)3公分厚的純沉積物包含一顆0.5公克的顆粒狀天然氣水合物(28.7公克)、(4)2公分厚7%的天然氣水合物緻密地混合在沉積物中(18.68公克)、(5)2公分厚的純沉積物(16.2公克)，為避免各層在製作過程中受壓而混合，層與層之間以錫箔紙隔開。當天然氣水合物在反應釜中(圖5-6)製作完畢後，模擬沉積物從海床取至船上的情況，所以至少要經過兩個小時的緩慢升溫( $0 \rightarrow 12^{\circ}\text{C}$ )、降壓( $130 \rightarrow 1\text{ atm}$ )然後再以紅外線熱像儀掃描。

### 實驗結果：

為了得知標本因加壓而產生總體積的變化，所以在取出樣本後需先量膠管中標本的剩餘長度，以免將來誤判熱像儀所得的溫度分佈位置，經量測後得到的標本長度只剩下約8.4公分，可能是沉積物的孔隙在加壓過程中又變得更緻密，使得體積縮小。接著使用紅外線熱像儀掃描，圖5-7是經過兩個小時的升溫及降壓後掃描到的熱像圖及其溫度分佈，顯示在第(2)層有較明顯的低溫區，比純沉積物的溫度低了約 $2.5^{\circ}\text{C}$ ，其低溫區因天然氣水合物緻密地充填在沉積物中，因此低溫的範圍較廣，而在此層的熱像圖中可以明顯看到下部的溫度較上部略低，有可能是製備標本過程時的加壓，使得天然氣水合物略往下移動；而第(3)層的溫度較純沉積物的溫度低了約 $1.5^{\circ}\text{C}$ ，其低溫區較集中在正中央，因為當初的顆粒狀天然氣水合物就填放在正中間的位置；但第(4)層已無明顯的低溫異常區，雖然溫度也較純沉積物的溫度低，但此層溫度分佈較為線性，其低溫很有可能是第(2)層及第(3)層的低溫所造成，此層原來的天然氣水合物可能已解離完畢。

在掃描結束後，將標本的沉積物取出觀察，在圖5-8左圖中較深色的沉積物為第(2)層的沉積物，表示有天然氣水合物解離產生水，使得沉積物較濕，而純沉積物層的沉積物顏色就明顯較淡；圖5-8右圖為第(3)層的沉積物，在正中間有較濕的沉積物，反應了天然氣水合物確實曾經存在其中。

此實驗中，第(2)層所放的天然氣水合物比例較高，溫度也較低，但第(3)層在28.7公克的沉積物中只有一整顆0.5公克(比例約1.7%)的天然氣水合物，不過在溫度分佈圖還是有辦法看到一低溫異常區(約8.1 °C)較周圍沉積物的溫度(約9.2 °C)低了1.1 °C，也再次證明只要有1 °C左右的溫度差距，就非常有可能是因為天然氣水合物發生解離而形成低溫異常的情況。





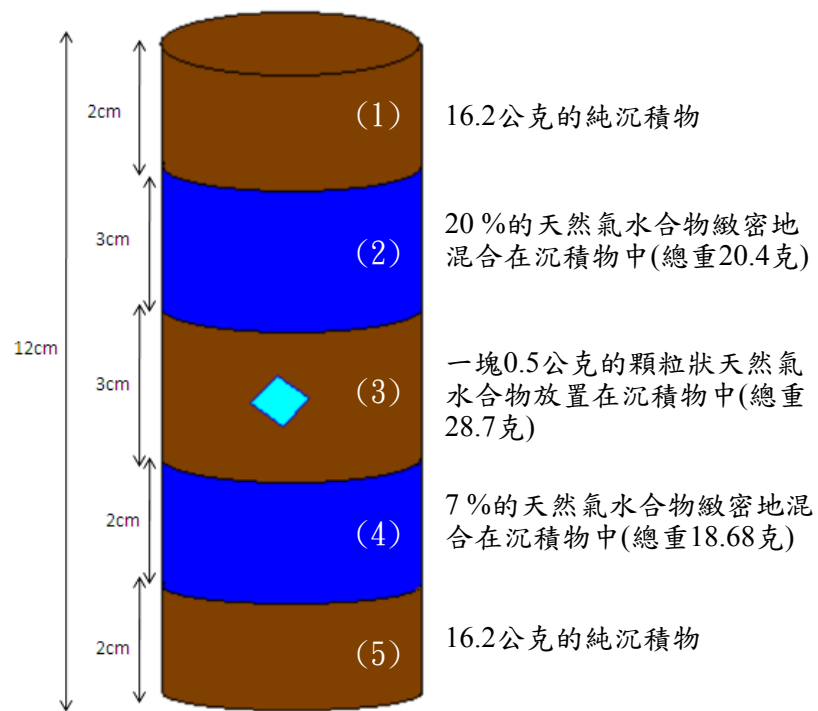


圖 5-5：測試天然氣水合物解離時間的標本概念圖。各層比例如圖右方所示，層與層之間是以錫箔紙隔開。



圖 5-6：天然氣水合物的標本在反應釜(箭頭所指處)中經過至少兩個小時的緩慢升溫及降壓。

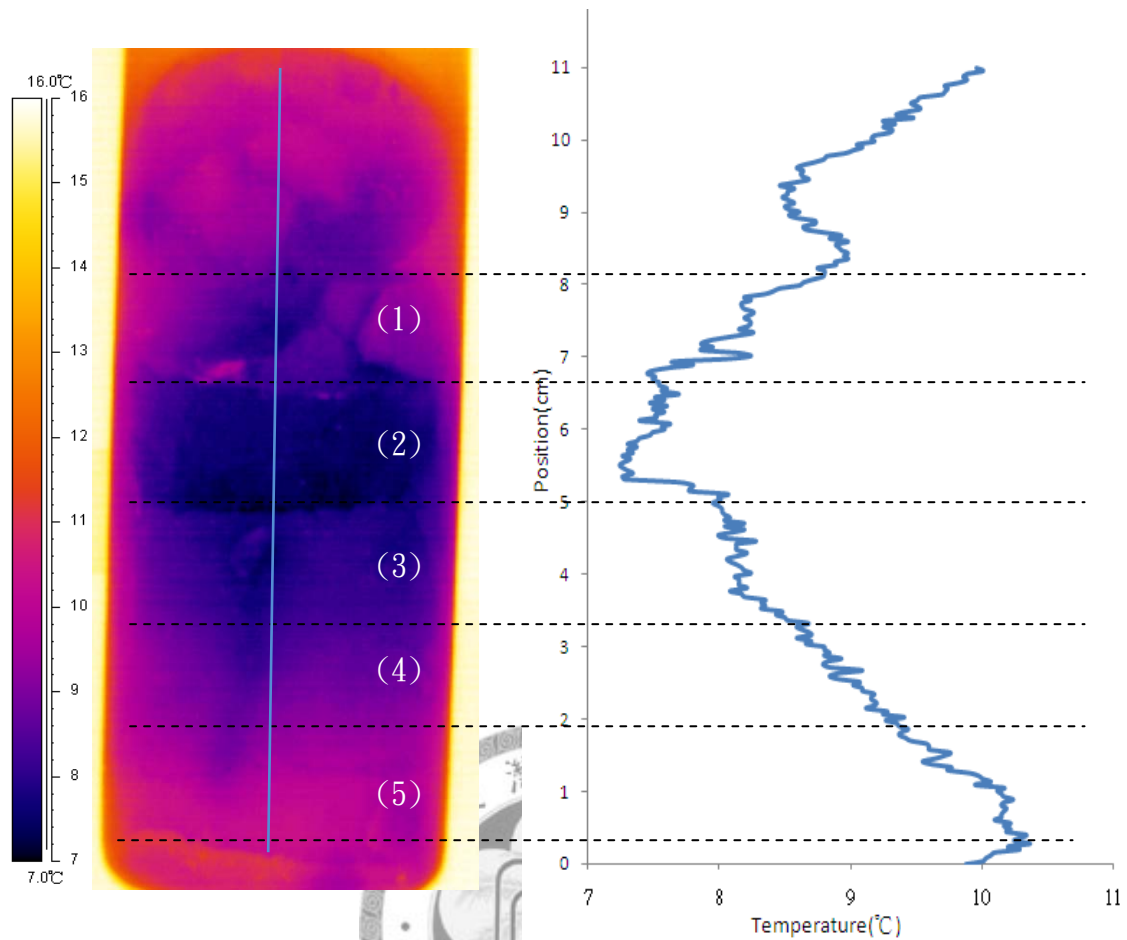


圖 5-7：測試天然氣水合物解離時間的熱像圖及其溫度分佈圖。



圖 5-8：將測試後的天然氣水合物取出觀察。左圖中第(2)層的沉積物較濕，是天然氣水合物解離產生水所造成；右圖為第(3)層的橫切面，在中間有較濕的沉積物，顯示出天然氣水合物確實在此解離。

## 5.2 以紅外線熱像儀偵測台灣西南海域之天然氣水合物

### 5.2.1 儀器配置及施測流程

紅外線熱像儀開機後需要約7~8分鐘的暖機時間，因此在岩心回收至船上前必須先將紅外線熱像儀開機且把測溫範圍、輻射率及測溫距離等參數先設定好，待岩心回收至船上時即可立即進行掃描，以下簡述實際作業過程：

- (1) 當取樣岩心回收至甲板後，迅速取出岩心並將表面完全擦拭乾淨後，放置於固定岩心與熱像儀的鐵架上(圖5-9)。
- (2) 以1.5公尺為一單位進行掃描的動作，假設岩心全長有4.5公尺就必須至少分三次來進行掃描。
- (3) 熱像儀距離岩心60公分處所掃描到的範圍約20公分，因此掃描時熱像儀每移動20公分可以暫停約2秒，以便資料處理。
- (4) 掃描期間在電腦螢幕中可同步得到影像，觀察沉積物的溫度是否有低溫異常區。
- (5) 將岩心放置2天後，岩心溫度應與周遭環境的溫度相同，然後將再次以熱像儀所攝得的影像與岩心在剛回收時所攝得之溫度分佈影像相比較，便可發現是否有冷異常的出現。



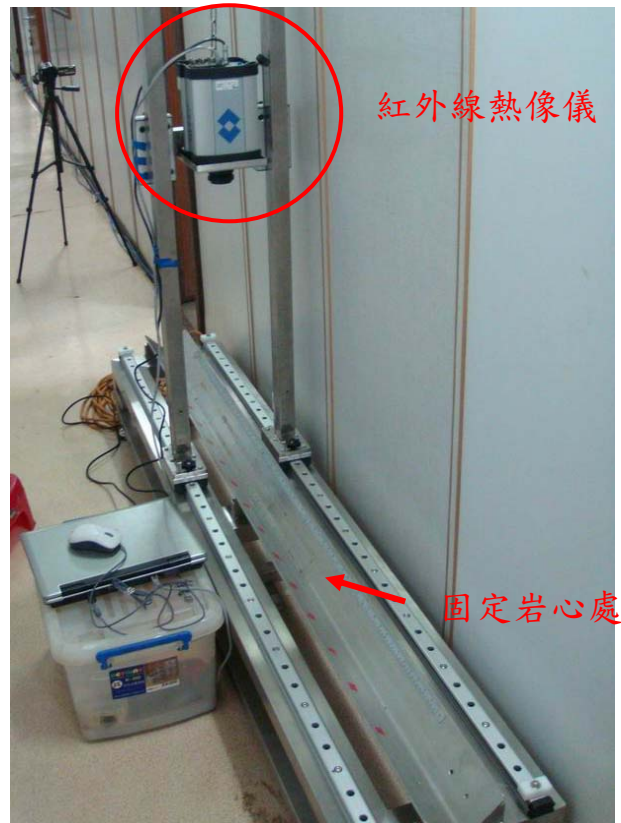


圖 5-9：紅外線熱像儀連接電腦及岩心放置於鐵架上。

為盡量將周遭的干擾降到最低，將整體設備置於「海研一號」室內的走道裡。

### 5.2.2 資料處理

由於將紅外線熱像儀以60公分的距離來掃描岩心，所掃描到的岩心長度每段只有20公分，在圖5-10中岩心的右方皆有較亮的方形圖案(藍色圈圈處)，就是為了能掌握岩心的相對位置與長度(膠帶與膠帶之間的距離為10公分)，以便之後的資料處理，圖5-11的(a)至(p)為最深至最接近海床表面的沉積物依序排列，然後將全部的掃描結果連接起來，以便尋找是否有相對的低溫異常區；也可以藉此繪製岩心的溫度剖面圖(圖5-12)，進一步標示出相對的溫度值。

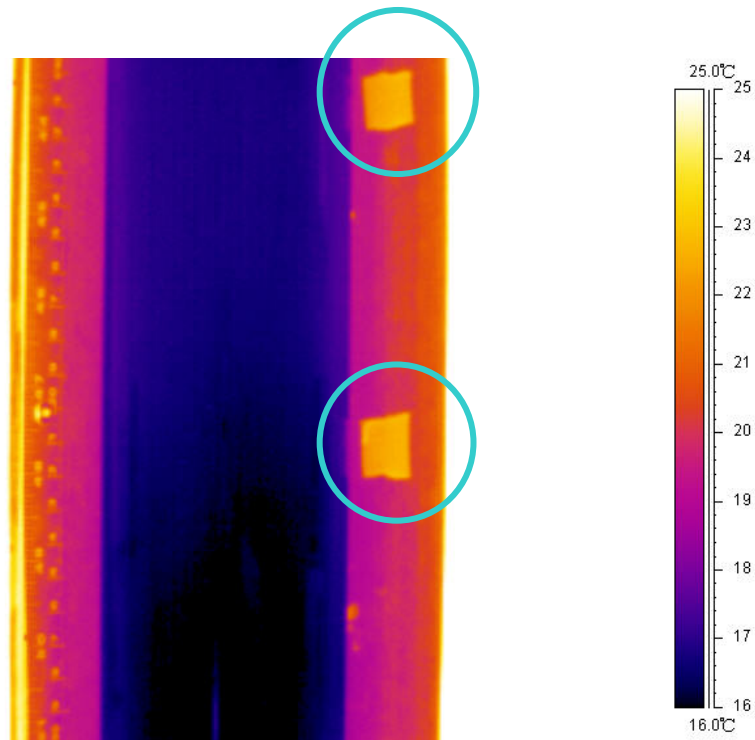


圖 5-10：紅外線熱像儀拍攝所得的最原始資料圖。

圖中藍圈內是在鐵架上貼上膠帶，因為材質與鐵架不同，所以放射率不同，可以作為岩心位置的標誌(膠帶與膠帶之間的距離為10公分)。

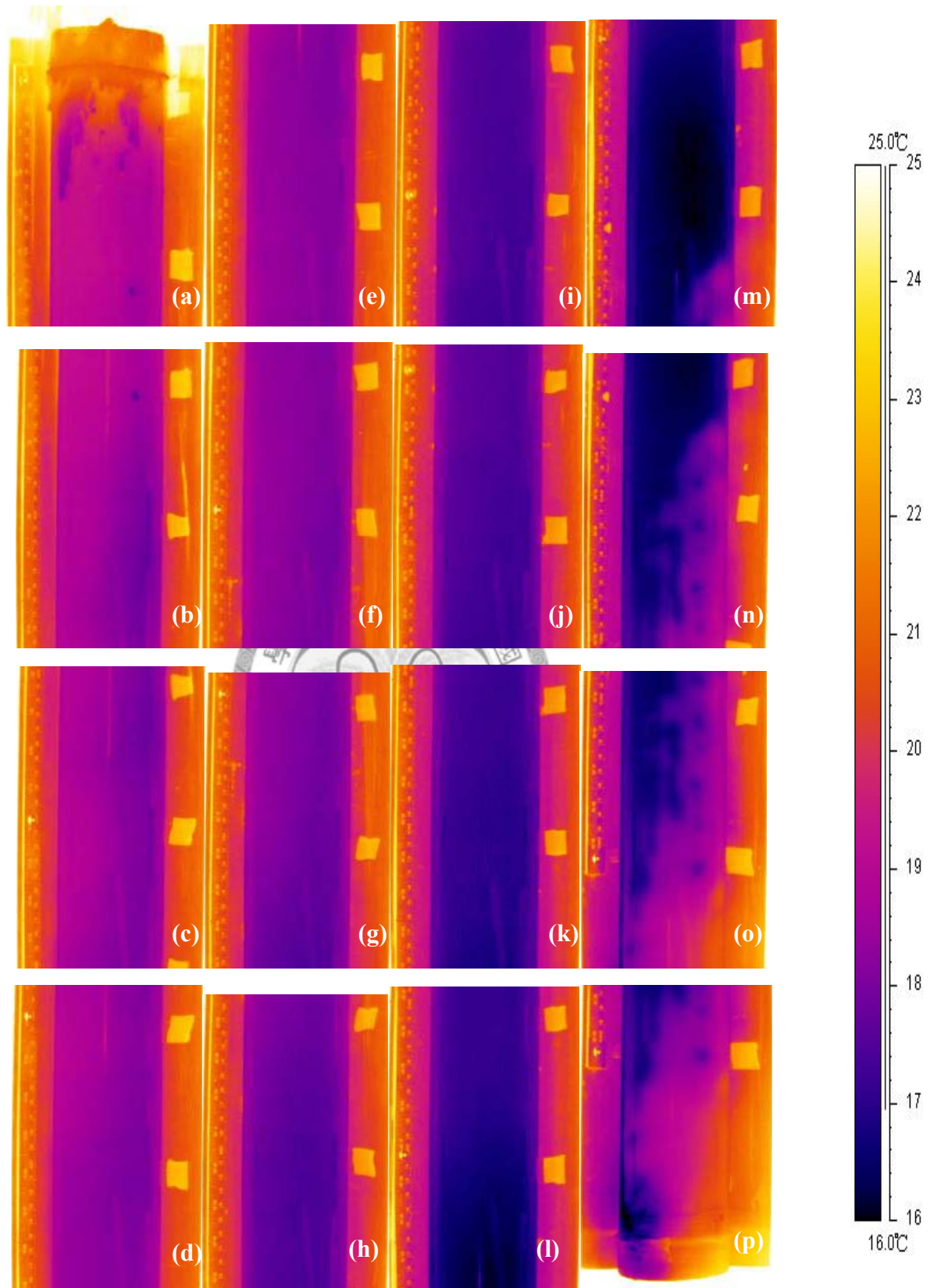


圖 5-11：每段約20公分之紅外線影像。

(a) - (p)圖為最深至最接近海床表面的沉積物依序排列。

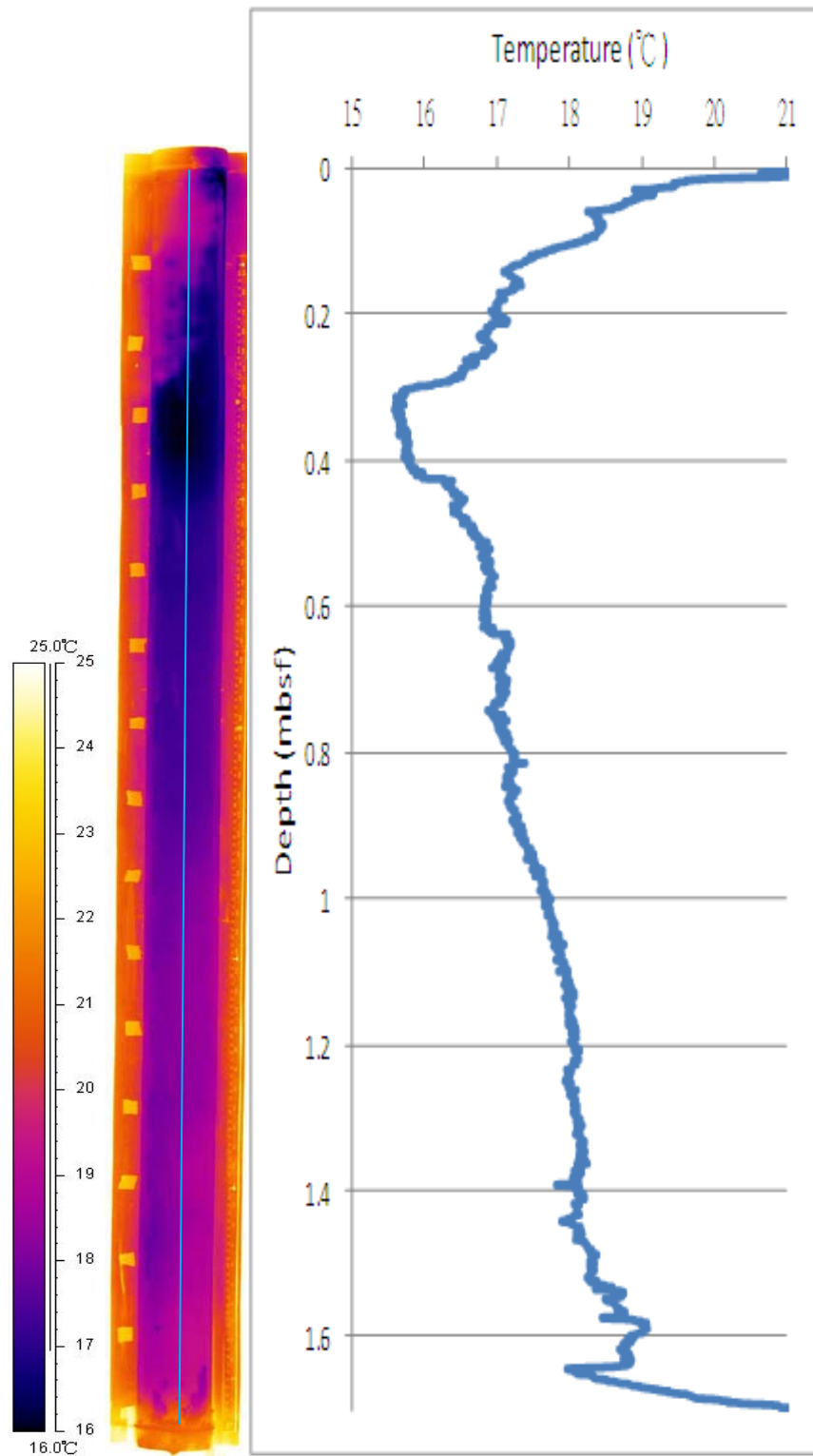


圖 5-12：整支岩心的紅外線影像(左)及其對應的溫度剖面圖(右)。

### 5.2.3 紅外線熱像儀偵測天然氣水合物的結果

本航次所蒐集到紅外線熱像儀的資料一共有13個測站(參看表2-2中測站編號1-13及圖1-3)，也是國內首次利用紅外線熱像儀來偵測天然氣是否存在沉積物中。在「海研一號」研究船上，可以讓紅外線熱像儀掃描的採岩心方式有兩種：活塞岩心器(Piston corer)及重力岩心器(Gravity corer)；首先是採用活塞岩心器，因為能夠取得較深的沉積物，但是在902TEM27測站所獲得的熱像圖可以看到，整隻岩心的溫度幾乎已經上升至與室溫幾乎平衡的24 °C左右(研究船室內約22 °C，室外約 27°C)(圖5-13)，原因是拆卸儀器的時間過長。雖然在圖5-13中可以看到有些地方有著低溫異常的情形，經仔細觀察比對後發現那並不是天然氣水合物解離所造成的低溫，而是岩心膠管表面有未清理乾淨的沉積物，形成較低溫的情形，這也提示吾人欲執行紅外線掃描時，必須將岩心表面擦拭乾淨。

由於發現採用活塞岩心器會有上述缺點後，本航次在做完第一個測站，即改用重力岩心器來採取沉積物，雖然重力岩心器獲得的岩心較活塞岩心器淺，但是岩心回收至船上到卸下岩心的過程比活塞岩心器少了將近半個小時，岩心與環境平衡的時間越短，對進行紅外線熱像儀掃描越有利。圖5-14~5-25為各測站所掃描而得的熱像圖及其溫度分佈圖，依採樣時間前後依序排列。經比對後其中三測站：902TEMKP-7-1(圖5-18)及902TEMG14(圖5-22)有較明顯的低溫異常區、而902TEMHSU2(圖5-21)的溫度為所有岩心中最低，我們研判此三測站的沉積物是較有可能含有天然氣水合物的地點。

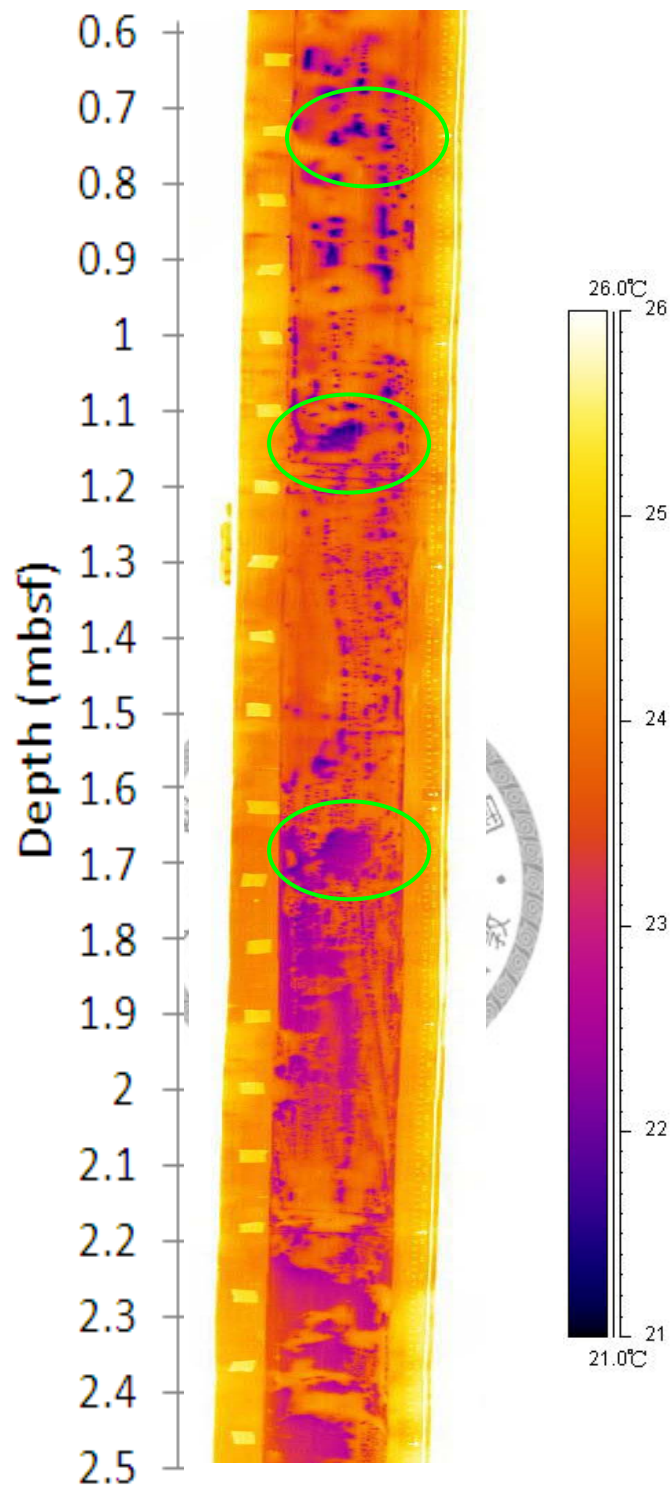


圖 5-13：以活塞岩心器在902TEM27測站採得之岩心熱像圖。

影像中並未發現明顯之冷異常區；圖中綠色圈圈處並不是天然氣水合物所造成的低溫，而是岩心膠管表面有未擦乾淨的沉積物，形成較低溫的情形。



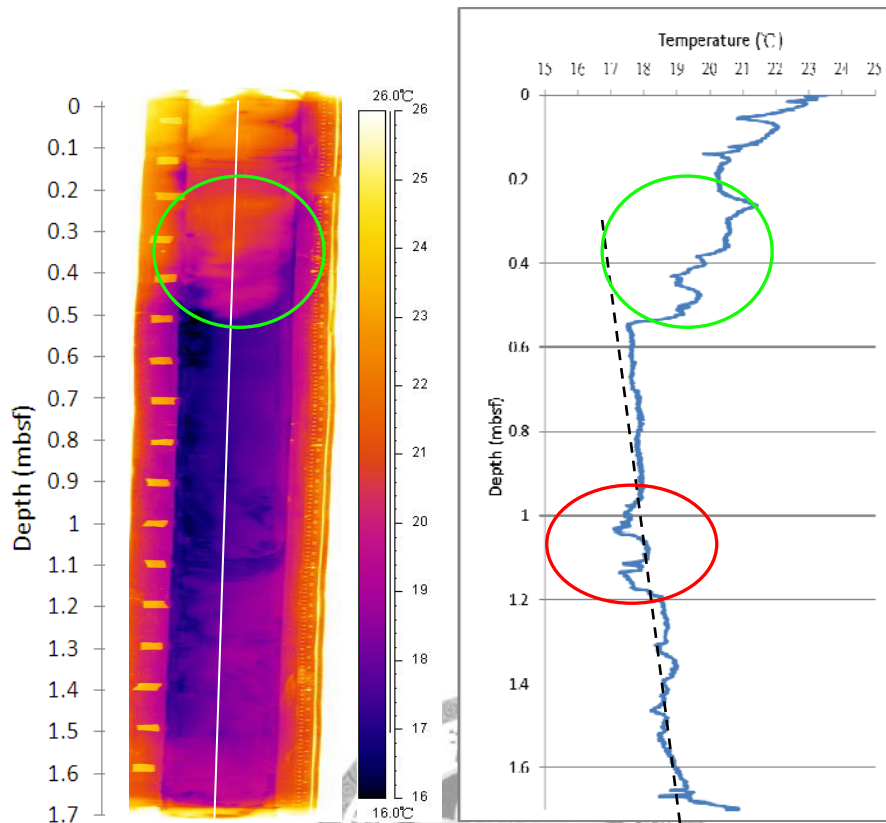


圖 5-14：902TEMKP-5-3測站之熱像圖(左圖)。

熱像圖中的白線剖面所對應之溫度分佈圖(右圖)，黑色虛線是溫度變化大致的趨勢，岩心上方會有之高溫異常區(綠圈處)，是因為沉積物沒有完全填滿；紅圈處有低溫異常區，是因為沉積物分布不均所造成。

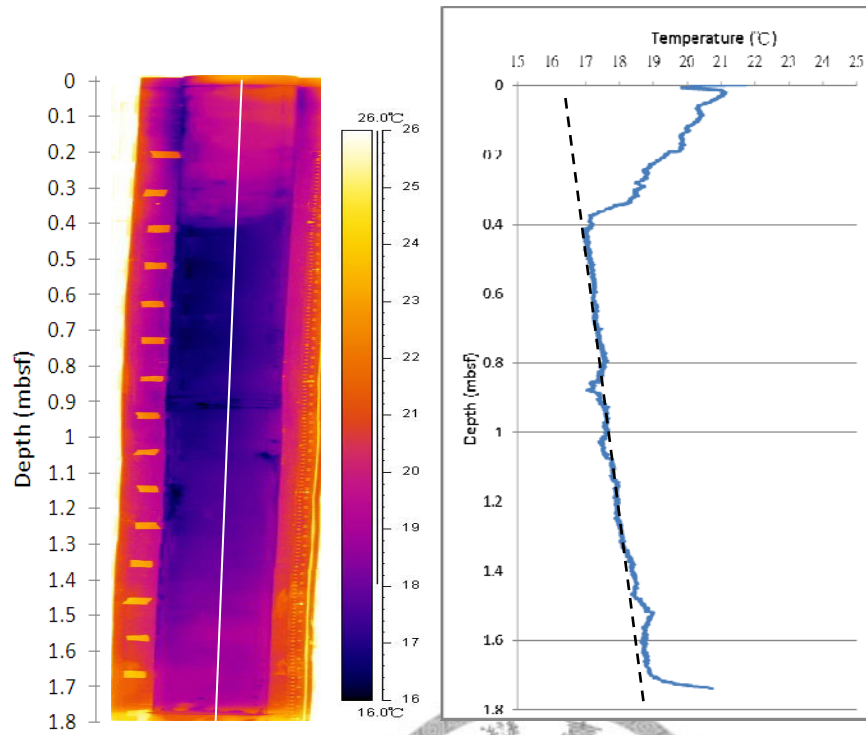


圖 5-15：902TEM5測站之熱像圖(左圖)及溫度剖面圖(右圖)。溫度並無任何異常之處。

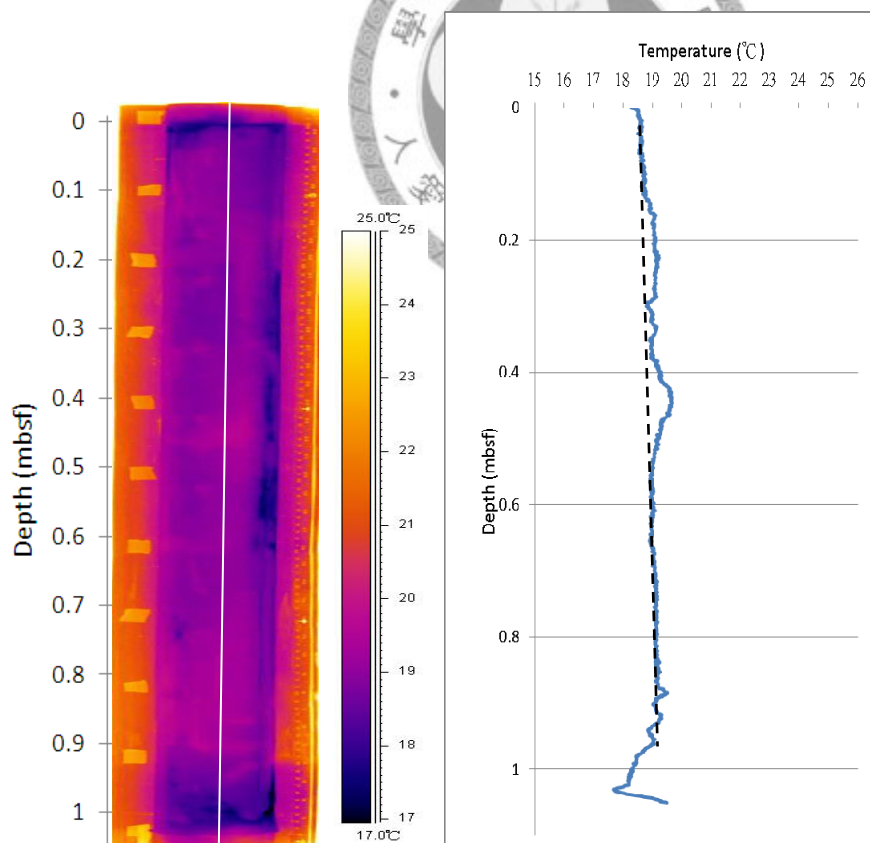


圖 5-16：902TEM8測站之熱像圖(左圖)及溫度剖面圖(右圖)。溫度並無任何異常之處。



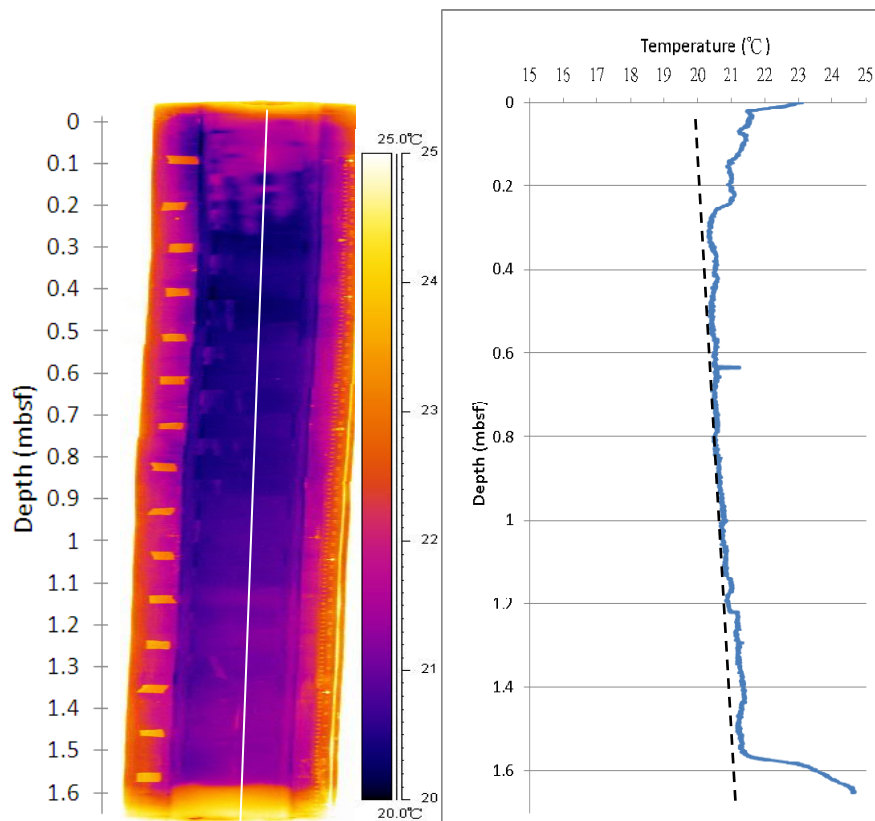


圖 5-17: 902TEM9測站之熱像圖(左圖)及溫度剖面圖(右圖)。溫度並無任何異常之處。

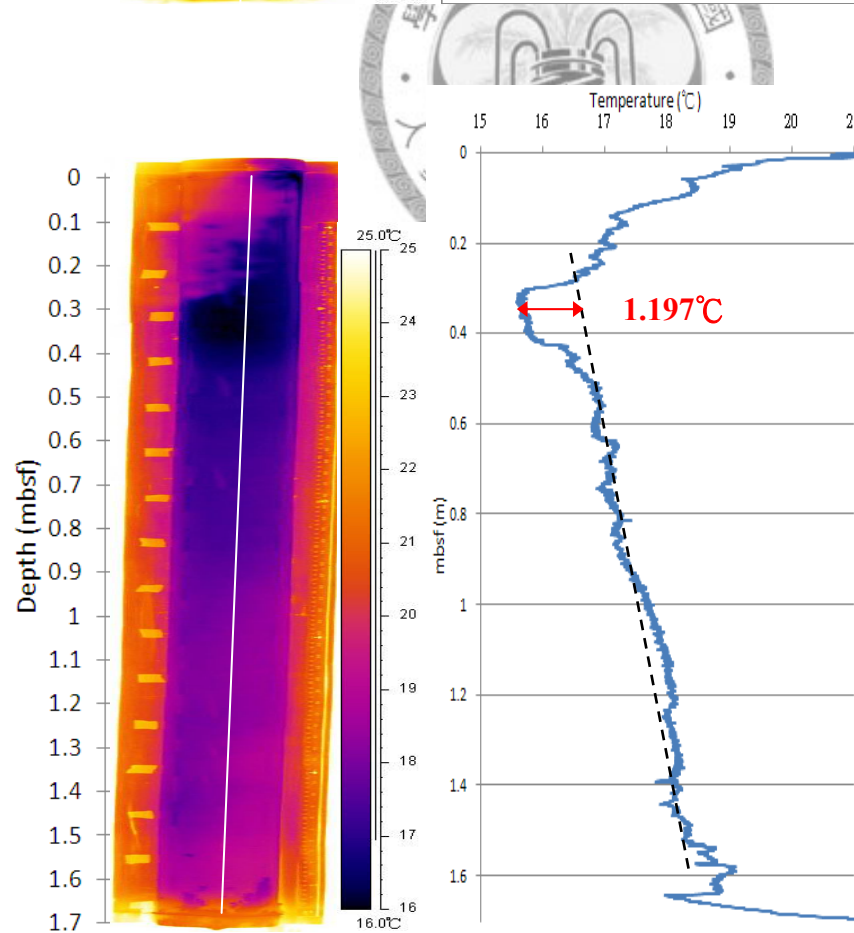


圖 5-18: 902TEMKP-7-1測站之熱像圖(左圖)及溫度剖面圖(右圖)。圖中紅色箭頭處有異常低溫區，較周圍溫度低了 $1.197^{\circ}\text{C}$ ，有可能是天然氣水合物解離所造成的低溫異常區。

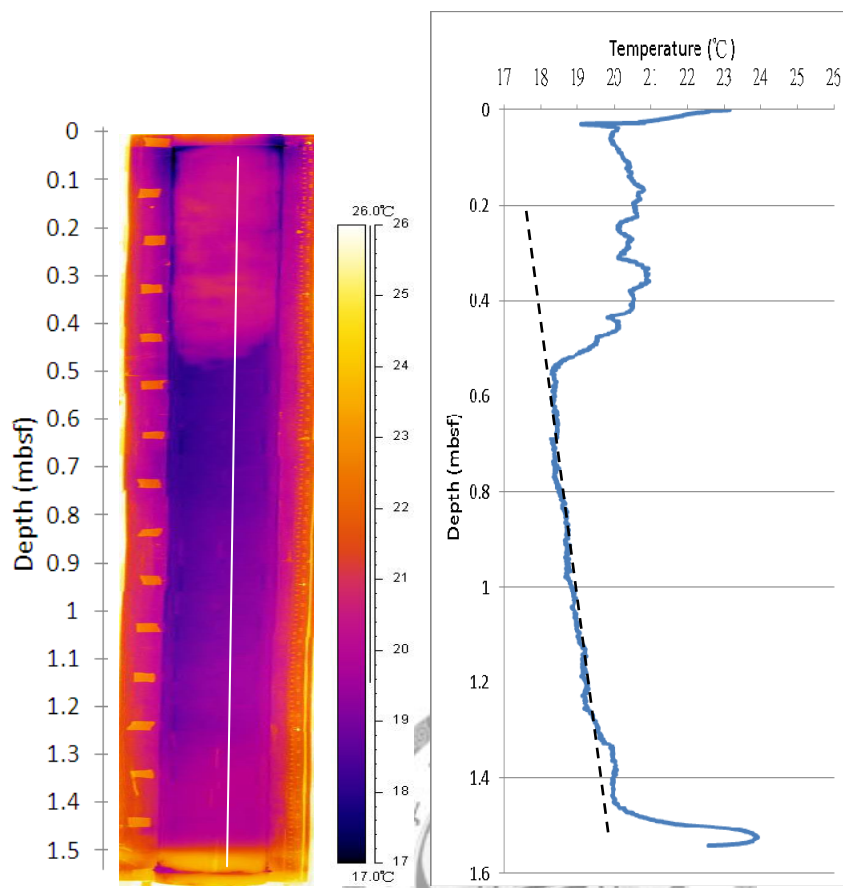


圖 5-19：902TEM2  
測站之熱像圖(左  
圖)及溫度剖面圖  
(右圖)。溫度並無  
任何異常之處。

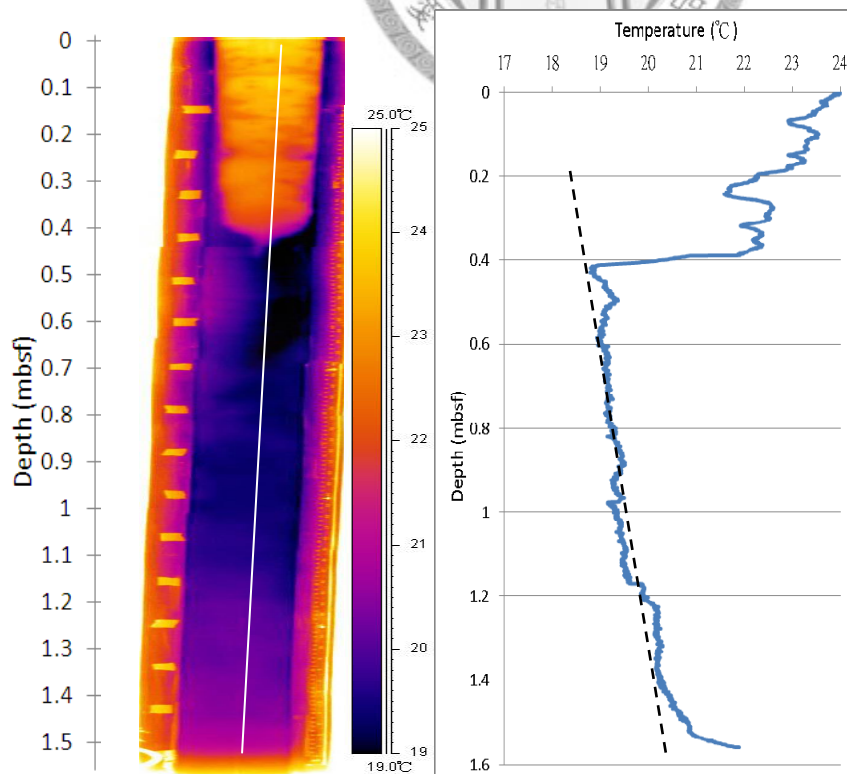


圖 5-20：902TEMHSU1  
測站之熱像圖(左  
圖)及溫度剖面圖(右圖)。溫  
度並無任何異常之處。

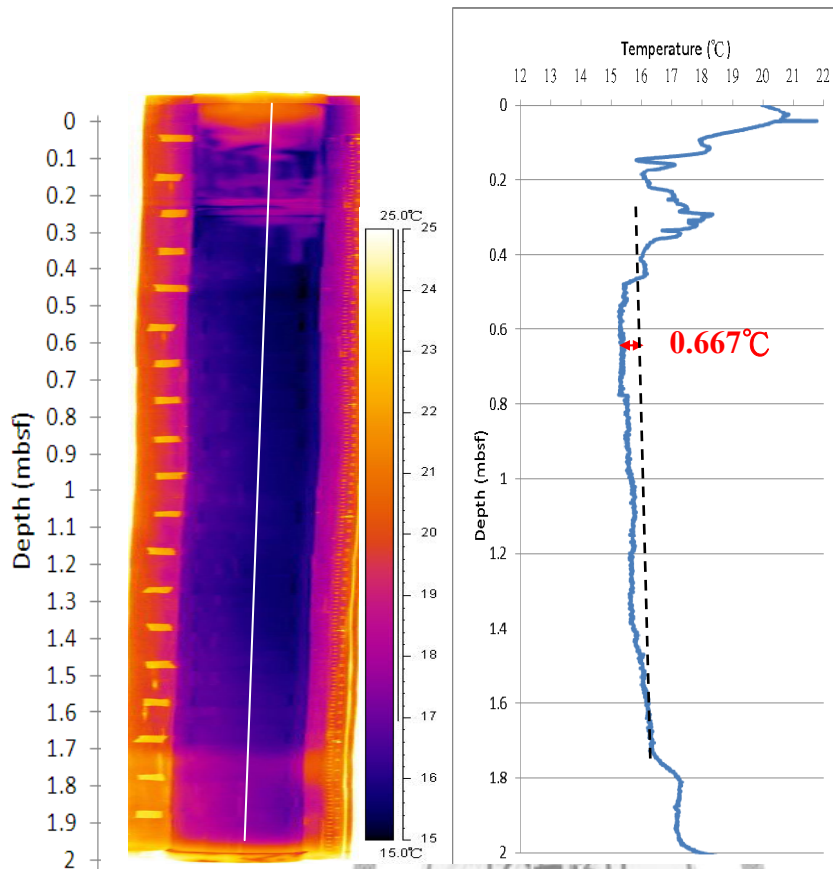


圖 5-21：902TEMHSU2測站之熱像圖(左圖)及溫度剖面圖(右圖)。右圖中雖然沒有較明顯的低溫區(最多低0.667 °C)，但整支岩心的溫度很低(所有岩心中最低)，有可能是因天然氣水合物解離所造成。

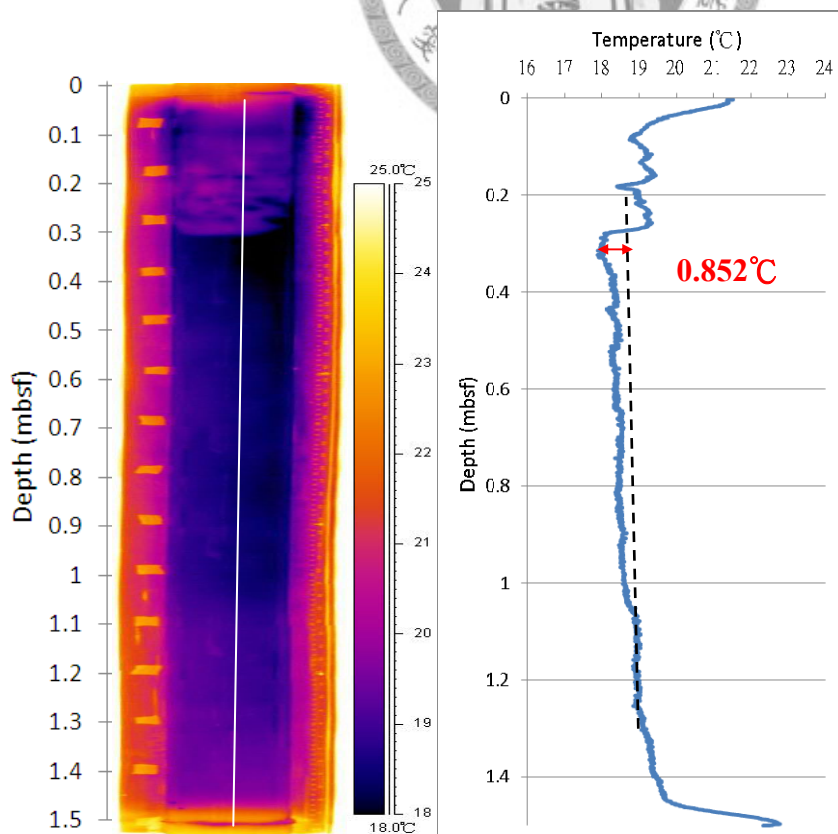


圖 5-22：902TEMG14測站之熱像圖(左圖)及溫度剖面圖(右圖)。圖中紅色箭頭處有異常低溫區，較周圍溫度低了0.852 °C，有可能是天然氣水合物解離所造成的低溫異常區。

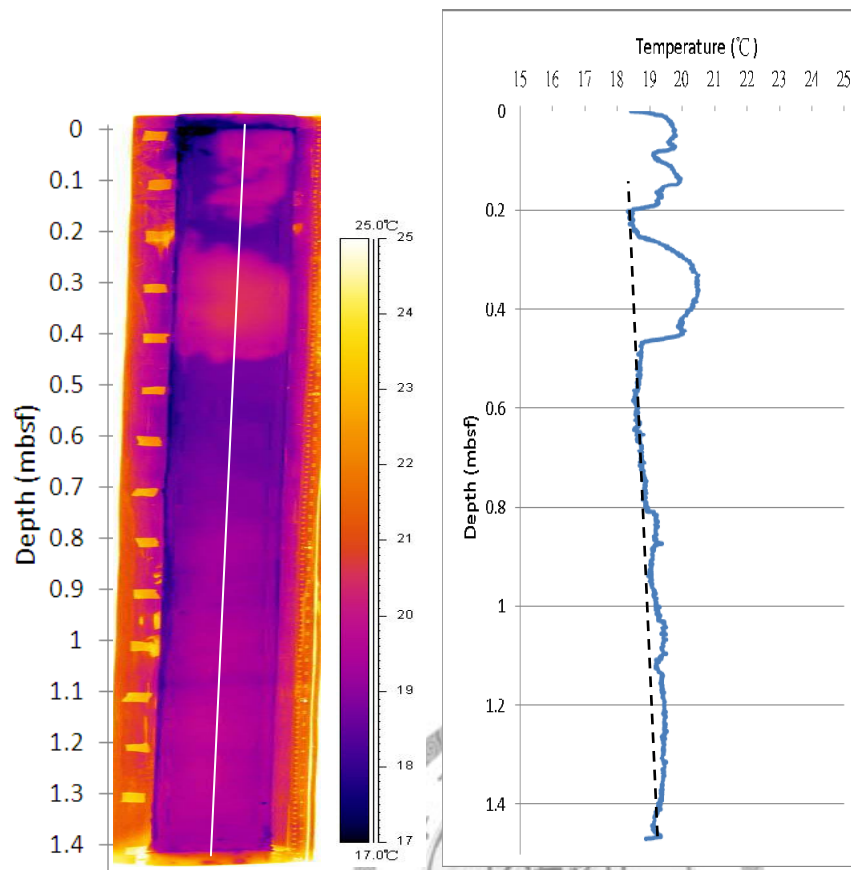


圖 5-23：902TEMG3  
測站之熱像圖(左圖)  
及溫度剖面圖(右  
圖)。溫度並無任何異  
常之處。

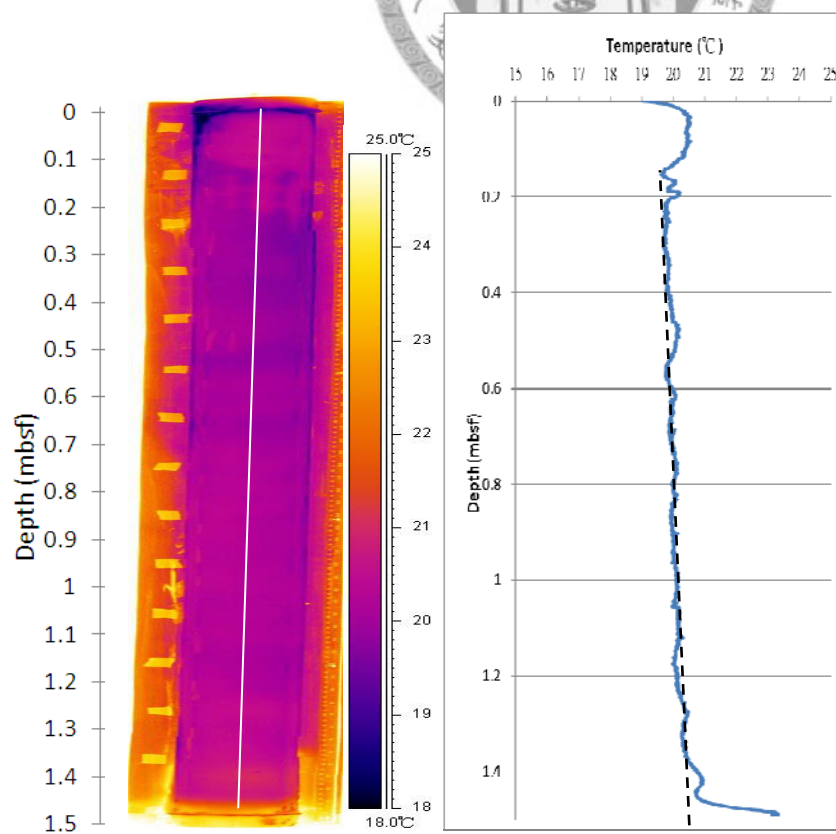


圖 5-24：902TEMT6  
測站之熱像圖(左圖)  
及溫度剖面圖(右  
圖)。溫度並無任何  
異常之處。

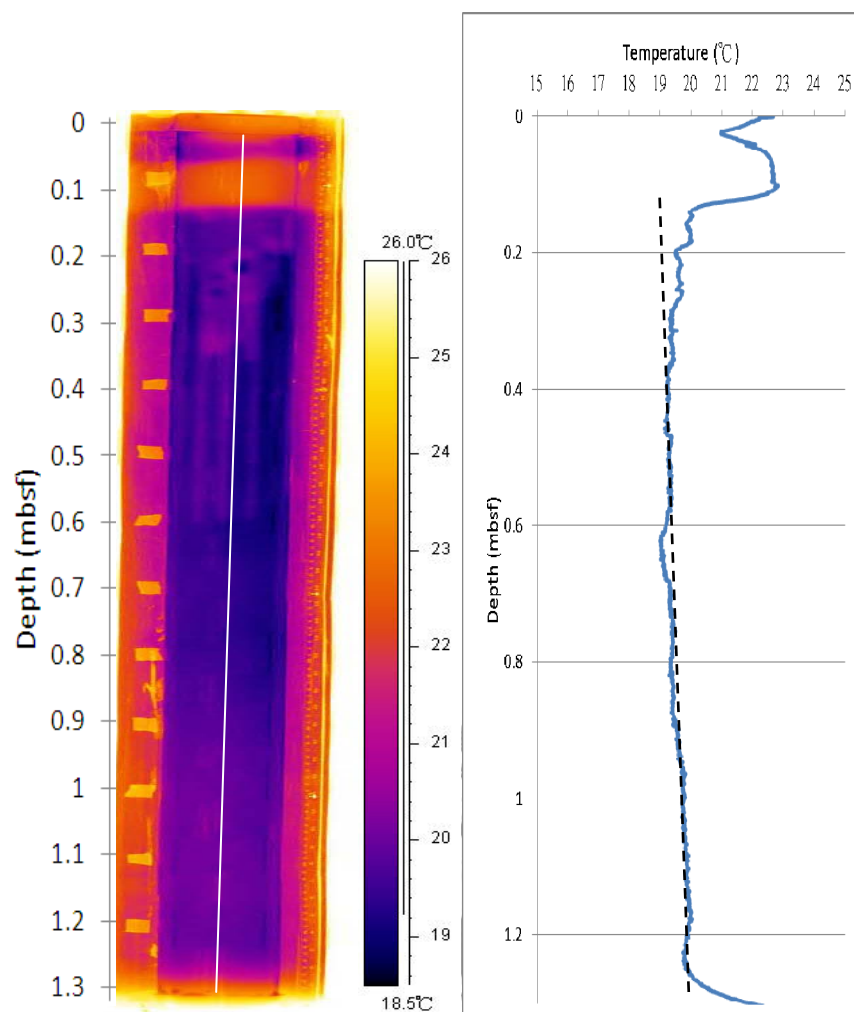


圖 5-25：902TEMN2測站之熱像圖(左圖)及溫度剖面圖(右圖)。溫度並無任何異常之處。

### 5.3 將紅外線熱像儀掃描而得的資料與地熱資料的比較

「海研一號」902B航次總共在14個站位蒐集了17次量測的地熱資料，我們將發現有熱異常現象的測站(圖5-26)列於表5-1；所謂熱異常現象是指：(1) 紅外線熱像儀若有掃描到低溫異常的情形；(2) 由熱傳導分析儀量測岩心的熱導係數，一開始時其值偏高並會隨時間快速而下降的情形（簡稱為熱導係數的異常現象）；(3) 用附著式小型溫度探針或利氏海底熱流探針插入海床時，探針記錄之溫度資料並未或僅發現極小因摩擦熱而造成的升溫現象。因前述熱異常均可視為是因為天然氣水合物解離吸熱的結果，所以很有可能含有天然氣水合物。

測站902TEMG14及902TEMHSU2的熱像圖中均有見到低溫異常(圖5-21、圖5-22)以及熱導係數的異常現象(圖5-27)。其中在902TEMG14的熱像圖中低溫異常的位置，與熱傳導分析儀量測到熱導係數異常現象的位置相近，而902TEMHSU2在熱像圖中雖然整支岩心的溫度偏低但卻無特別明顯的低溫區，不過觀察熱導係數時，發現各深度皆有熱導係數異常的情形，可能是天然氣水合物均勻的混合在沉積物中，因此使用紅外線熱像儀無法看出相對低溫區。

測站KP-7-1是唯一以各種地熱探測的方式測試後皆有異常的情況。當岩心沉積物回收至船上使用紅外線熱像儀掃描及熱傳導分析儀量測時，在熱像圖中可發現有明顯的低溫異常，較周圍沉積物低了約 $1.197^{\circ}\text{C}$ (圖5-18)，使用熱傳導分析儀量測時也反應出熱導係數的異常現象(圖5-27)，而且熱導係數下降最快的一段是120-170公分的岩心，該處剛好可對應於熱像圖出現低溫異常最明顯的位置；圖5-28為利氏海底熱流探針及附著式小型溫度探針的溫度資料，利氏海底熱流探針完全沒有接收到因磨擦而產生的溫度上升，附著式小型溫度探針也僅上升了約 $0.1^{\circ}\text{C}$ 而已(一般情況約為 $0.5^{\circ}\text{C}$ )，因此與其它測站相較是最有可能含有天然氣水合物的測站。



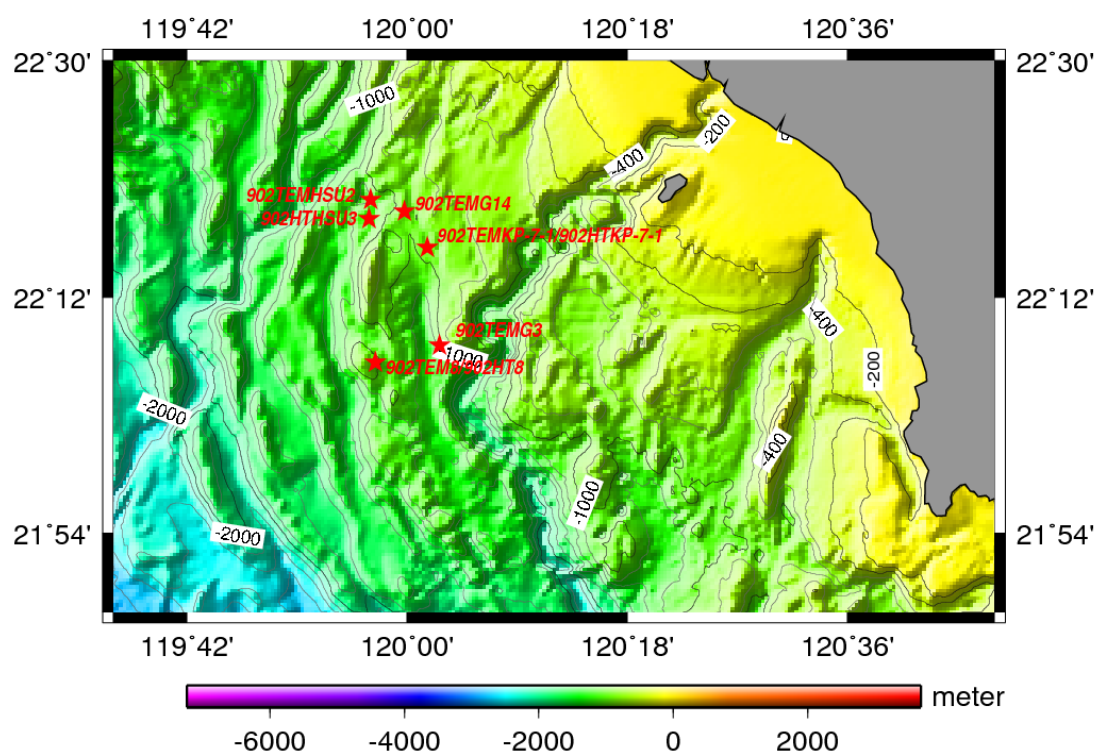


圖 5-26：海床表層沉積物有出現快速吸熱異常現象的測站位置(測站位置及相關資料見表2-2)。

表 5-1：出現各種快速吸熱現象的測站。

測站名稱	紅外線熱像儀	熱傳導分析儀	附著式小型溫度探針	利氏海底熱流探針
902TEM8	N	N	Y	Y
902HT8				
902TEMGK-7-1	Y	Y	Y	Y
902HTKP-7-1	(0.3 - 0.42 mbsf)	(0 - 1.5 mbsf)		
902TEMHSU2	Y	Y	N	N
902HTHSU2	(0.5 - 1.4 mbsf)	(0.5 - 2 mbsf)		
902TEMG14	Y	Y	N	N/A
	(0.28 - 0.45 mbsf)	(0 - 0.5 mbsf)		
902TEMG3	N	Y	N	N/A
902HTHSU3	N/A	N/A	N/A	Y

註：Y代表有異常，括號內為出現異常現象的深度；N代表無異常；N/A代表無採用此方式量測。

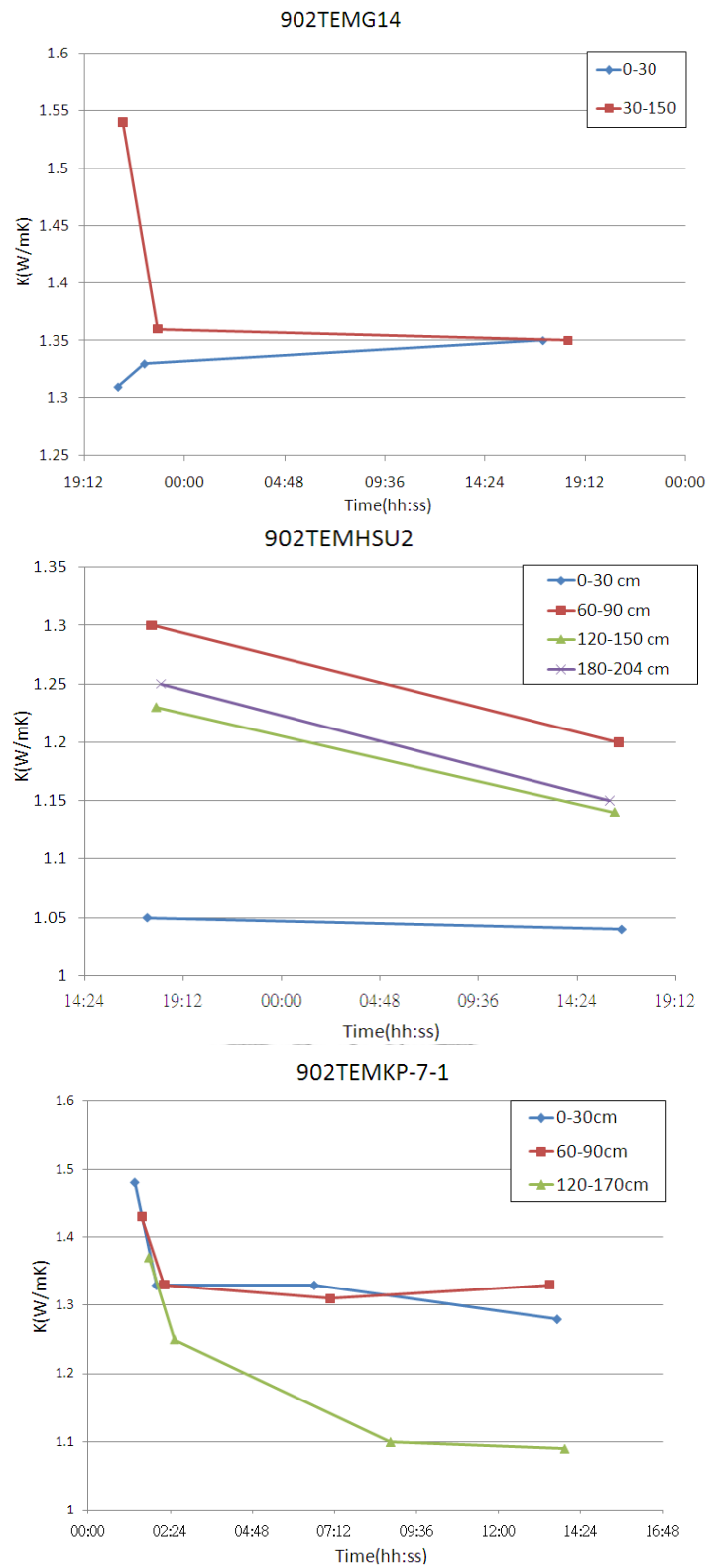


圖 5-27：測站902TEMG14、902TEMHSU2、902TEMKP-7-1岩心沉積物之熱導係數偏高且有隨時間而快速下降的情況。



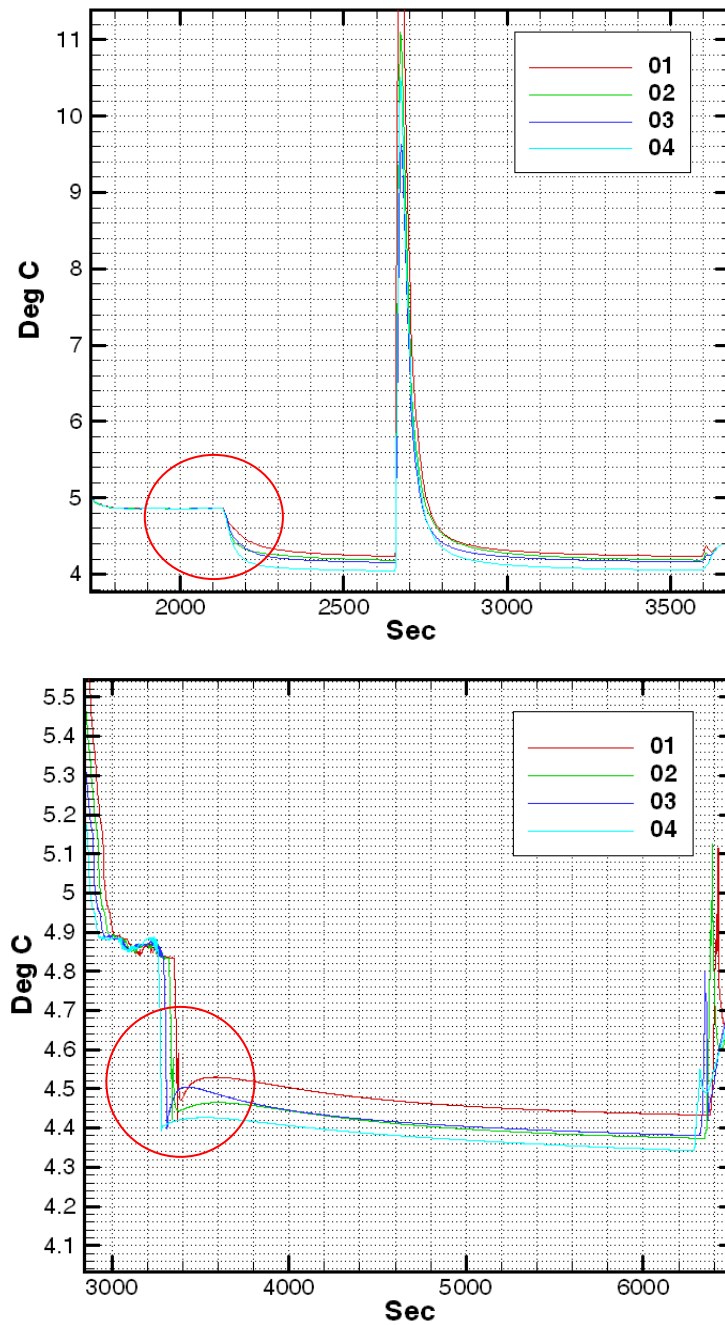


圖 5-28:測站902HTKP-7-1及902TEMKP-7-1的利氏海底熱流探針(上圖)及附著式小型溫度探針的溫度資料(下圖)。當探針插入海床時，兩種探針均無反應或僅有些微(紅圈內)接收到因摩擦熱造成溫度上升的情形。

## 第6章 結論

- (1) 在處理利氏海底熱流探針的資料時，若沒精確釐定熱容量的大小，雖然對求解溫度之影響不大，然而卻會呈不規則的變化，難以預測，更嚴重的是對溫度梯度的影響卻相當大(如-20.4 %)，因此所推估的BGHS深度之誤差就相當大(如原來應為海面下1599公尺，卻變成海面下1698公尺。)
- (2) 釐定利氏探針的熱容量，提出漆包線纏繞法及紅外線掃描法，經過實驗測試後發現雖然漆包線纏繞法受環境的干擾較小，但是紅外線掃描法卻較能迅速反應探針表面溫度真正上升的大小，而且施測過程也較迅速及方便。
- (3) 在放出不同熱脈衝的情形下，使用紅外線掃描法釐定四支所製作的利氏海底熱流探針針管，共量測了64次，其標準偏差僅約 $\pm 2\%$ ，遠優於其他文獻中所預估之 $\pm 20\%$ ，進步了將近十倍。
- (4) 一般都認為利氏海底熱流探針熱敏電阻位置附近的溫度較高，推求熱導係數時可能會因量測的位置不同而發生誤判，但是從紅外線掃描法影像的資料可發現探針內部發出熱脈衝後，當探針表面到達最高溫時，整支探針的溫度即非常接近。
- (5) 估計含有天然氣水合物之沉積物從海床採至船上的時間約兩個小時，為研判是否還有可能觀察出其解離之冷異常，我們用人工合成之天然氣水合物模擬含有天然氣水合物之沉積物，在經過兩個小時後以紅外線熱像儀掃描，結果顯示沉積物中含有顆粒狀的天然氣水合物處仍然會出現易於研判之低溫異常區(與周圍沉積物溫差約 $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ )，但是若沉積物僅含有少量比例(如7%)之緻密狀或粉碎狀的天然氣水合物時，則不易發覺其因解離產生之冷異常。
- (6) 使用紅外線熱像儀及熱傳導分析儀量測預定鑽井區之13個測站，發現有四個測站岩心的熱導係數異常的高值，然後隨時間而遞減至正常值，其中有

三個測站的岩心其紅外線影像也發現有低溫的異常，且異常的位置與出現熱導係數呈現異常的位置相當接近，這些異常現象都很有可能是沉積物中含有天然氣水合物的特徵。尤其是KP-7-1站，同時兼具了非常明顯的冷異常及熱導係數異常，推估其含有天然氣水合物的機率更高。



## 參考文獻

- Blackwell, J. H., 1954. A transient-flow method for determination of thermal constants of insulating materials in bulk, *J. app. Phys.*, 25, 137–144.
- Bullard, E. C. 1954. The flow of heat through the floor of the Atlantic Ocean. *proc. R. Sec. London, Ser. A.*, 222, 408-429.
- Carslaw, H. S., and J. C. Jaeger, 1959. *Conduction of heat in solids*, 2nd edn., Oxford University Press, London, 510.
- Chi, W. C., D. L. Reed, C. S. Liu, and N. Lundberg, 1998. Distribution of the bottom-simulating reflector in the offshore Taiwan collision Zone, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 9, 779-794.
- Davies, E. E., C. R. B. Lister, and J. G. Scalter, 1984. Towards determining the thermal state of old ocean lithosphere: Heat-flow measurements from the Blake-Bahama Outer Ridge, Northwestern Atlantic, *Geophys. J. R. Astron. soc.*, 78, 507-545.
- Dickens, G. R., and M. S. Quinby-Hunt, 1997. Methane hydrate stability in pore water: A simple theoretical approach for geophysical applications, *J. Geophys. Res.*, 102, 773-783.
- Ford, K. H., T. H. Naehr, C. G. Skilbeck, and the Leg 201 Scientific Party, 2003. The use of infrared thermal imaging to identify gas hydrate in sediment core, In: D'Hondt, S. L., B. B. Jorgensen, and D. J. Miller, et al. (Eds), *Proc. ODP, Init. Repts.*, 201, 1-20.
- Hartmann, A. and V. Villinger, 2002. Inversion of marine heat flow data measurements by expansion of the temperature decay function, *Geophys. J. Int.*, 148, 628–636.

- Hyndman, R. D., E. E. Davis, and J. A. Wright, 1979. The measurement of marine geothermal heat flow by a multipenetration probe with digital acoustic telemetry and insitu thermal conductivity, *Mar. Geophys. Res.*, 4, 181-205.
- Jaeger, J. C., 1956. Application of the theory of heat conduction to geothermal measurement. In: W. H. K. Lee(Ed.), *Terrestrial heat flow*, Am. Geophys Union., Washington, Dc, 7-23.
- Jemsek, J., R. Von Herzen, P. Andrew, 1985. In-situ measurement of thermal conductivity using the continuous-heating line source method and WHOI outtriggered probe, Tech. Report WHOI-85-28, Woods Hole Oceanographic Institution, 73pp.
- Kaul, N., H. Villinger, and A. Rosenberger, 2000. Comparison of measured and BSR-derived heat flow values, Makran accretionary prism, *Marine Geology*, 164, 37-51.
- Lee, T. C., A. D. Duchkov, and S. G. Morozov, 2003. Determination of thermal conductivity and formation temperature from cooling history of friction-heated probes, *Geophys. J. Int.*, 152, 433–442.
- Lister, C. R. B., 1979. The pulse-probe method of conductivity measurement, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 57, 451-461.
- Nagihara, S., and C. R. B. Lister, 1993. Accuracy of marine heat flow instrumentation: Numerical studies on the effects of probe construction and the data reduction scheme, *Geophys. J. Int.*, 112, 161–177.
- Pfender, M., and H. Villinger, 2002. Miniaturized data loggers for deep sea sediment temperature gradient measurement, *Marine Geology.*, 186, 557-570.

- Poort, J., V. Kaulio, D. Depreiter, and V. Soloviev, 2007. The thermal signals in gas hydrate seeps and mud volcanoes: an overview. In: Proceedings of the 2nd International Workshop on Gas Hydrate Studies and Other Related Topics-for the Future Energy and Environment Considerations. Japan: Kitami Institute of Technology., 11-14.
- Ruppel, C., 2007. Tapping methane hydrates for unconventional natural gas, *Elements*, 3(3), 193–199.
- Shyu, C. T., and H. I. Chang, 2005. Determination of seafloor temperatures using data from high-resolution marine heat probes, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 16, 137-153.
- Shyu, C. T., Y. J. Chen, S. T. Chiang, and C. S. Liu, 2006. Heat flow measurements over bottom simulating reflectors, offshore southwestern Taiwan, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 17, 845-869.
- Shyu, C. T., S. K. Hsu, and C. S. Liu, 1998. Heat flows off southwest Taiwan: Measurements over mud diapirs and estimated from bottom simulating reflectors, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 9, 795-812.
- Villinger, H., E. E. Davis and J. A. Wright, 1987. A new reduction algorithm for marine heat flow measurements. *J. Geophys. Res.*, 92, 12846-12856.
- Von Herzen, R. P., R. S. Detrick, S. T. Crough, D. Epp, and U. Fehn, 1982. Thermal origin of the Hawaiian Swell: Heat flow evidence and thermal models, *J. Geophys. Res.*, 87, 6711-6723.
- Weinberger, J. L., K. M. Brown, and P. E. Long, 2005. Painting a picture of gas hydrate distribution with thermal images, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L04609, doi:10.1029/2004GL021437.

李信宏 台灣西南海域之天然氣水合物穩定帶底部與沉積物熱導係數異常之探討，國立台灣大學海洋研究所碩士論文，2008。

徐春田 台灣西南海域新興能源－天然氣水合物資源調查與評估：震測及地熱調查(2/4)天然氣水合物賦存區之地熱調查，經濟部中央地質調查所，2009。

陳育鐘 從台灣西南海域之海床溫度推估甲烷水包合物的深度研究，國立台灣大學海洋研究所碩士論文，1991。

黃耀昇 就地測取熱導係數法之探討及其應用於沖繩海槽西南端與東海大陸斜坡間之地熱探測，國立台灣大學海洋研究所碩士論文，1997。

劉家瑄 台灣西南海域天然氣水合物賦存區地質調查研究地球物理調查（4/4）反射震測與海床聲納迴聲剖面調查研究，經濟部中央地質調查所，2007。

FLIR Systems ThermoCAM Researcher User's manual.

