

行政院國家科學委員會專題研究計畫 成果報告

運用連續性地電阻剖面影像與感應極化法於旗山斷層烏山頂泥火山地下構造與活動性監測之研究 研究成果報告(精簡版)

計畫類別：個別型
計畫編號：NSC 95-2116-M-041-003-
執行期間：95年08月01日至96年07月31日
執行單位：嘉南藥理科技大學環境資源管理系

計畫主持人：張並瑜

計畫參與人員：碩士班研究生-兼任助理：陳力齊、黃亦青

處理方式：本計畫可公開查詢

中華民國 96 年 09 月 06 日

1. 研究目的

本研究之研究區域選擇高雄縣燕巢鄉烏山頂泥火山地區，由於此一地區位於旗山斷層構造帶上，區域地質組成以泥岩為主，一般認為旗山斷層之活動與泥火山活動密切相關；因此，若於本區利用二維之地電阻剖面(Resistivity Image Profile, 簡稱RIP)測勘方法，預期將可比對斷層之活動紀錄，以嘗試做為斷層活動之指標。本研究進行為期一年之長期監測研究，預期達成之目的包括：

- 1) 了解地電阻率變化與旗山斷層活動可能之相關性。
- 2) 在剖面上獲得較明顯之地電阻率變化，以了解此一方法在長期監測上之精確度與可能問題。
- 3) 嘗試藉由地電阻率變化區域面積推估飽和/未飽和區域之分佈變化。
- 4) 建立本區泥火山之地下構造解釋機制，以供進一步分析之用。

為推估飽和/未飽和區域之分佈變化，本研究另進行實驗室土壤飽和度-電阻率試驗，採取泥火山現地之泥岩樣本於實驗室中進行分析試驗，其目的係在於建立現地泥岩土壤飽和度與地電阻率之關係，用於由現地所測得之地電阻率推算土壤飽和度之分佈，並驗證泥岩區域一般Archie's Law之適用性，進而了解現地土壤含水率之長期變化，以供分析了解水文地質特性之用。

2. 研究區域地質概況

烏山頂泥火山群位於高雄縣燕巢鄉金山村高雄師範大學燕巢校區附近。泥火山群位於一寬約150公尺、長約200公尺的平台上，其平台上有兩個高約3公尺之主要泥火山錐，附近並有數個小型之噴泥口(王鑫等，1988)。

大多數泥火山分布在背斜軸沿線與斷層沿線，分佈於台灣西南部古亭坑背斜軸上的泥火山，其活動有由北而南逐漸活潑的傾向，分佈於旗山斷層沿線之泥火山最多，活動也較劇烈(Chow et al., 2006)。烏山頂泥火山自然保留區(Fig. 1)位於高雄縣燕巢鄉金山村。本區海拔約175 m，寬約150 m，長約200 m的平台上。燕巢地區的泥火山活動熱烈，集中在烏山頂自然保留區，並沿旗山斷層之斷層線成帶狀分佈；旗山斷層呈東北-西南走向，北由高雄縣三民鄉經杉林、甲仙、旗山至燕巢鄉，長度約65公里。

根據先前研究認為，本區泥火山噴發出的物質是地底下儲藏之高壓氣體及地下水，將易被地下水帶動之泥質物或天然氣火山氣體沿著地下裂隙上湧，沿途混合泥砂與地下水，形成泥漿，並被帶至地表堆積(吳唐竹，2004)。且這些氣體以甲烷為主，占了90%以上(葉高華，2003)，這些氣體的來源是由沈積層中的有機質在地底下經由複雜的生物化學過程(biochemical processes)和生熱作用(thermogenic)所形成的，深度在1200公尺以下(Dimitrov, 2002)。Shih(1976)將活泥火山分為五類(噴泥丘、噴泥盾、噴泥窪、噴泥盆、其他)，發現噴泥的成分與活泥火山各類型之間，沒存密切關係。

張宏武(2001)指出烏山頂泥火山的電阻率大多在3-5 Ω -m之間，此區除了而

在表層約5公尺深以內，有一層較高之電阻層，可能是近期所造成之新的沈積泥火山噴發流出之泥漿，且施測之時為夏天無雨之天氣。高電阻帶為一契形體，被四週低電阻帶所包圍，並推測其高電阻契形體之含水飽和率較小，可能為沼氣所影響。而其電阻率下凹處則受到泥火山噴口的影響，可能為泥岩流動所致(張宏武，2001)。

3. 地電阻測線設計與監測頻率

本研究採用德國LGM公司之4 point Light hp地電阻探測儀，並連接自動變頻系統(ActEle)，以低頻交流電輸出量測地下地層之電性變化，以避免長期導電所產生之電極極化效應。地電阻之測線布設如Fig. 2.，初次測量共測七條測線，四條60公尺(南向北)、三條30公尺(東向西)將兩座泥火山錐包圍，60公尺測線之電極間距為1.5公尺、30公尺測線之電極間距為0.75公尺，之後之連續監測均固定於三條(D, E, Y)地電阻測線量測。

本研究監測期是2006年的7月至2007年的4月，持續十個月連續對烏山頂泥火山進行地電阻監測。監測頻率由2006年七月起之一週一次，至八月約以兩週一次，九月之後則約為每月一次，但在測量期間2006年12月26日晚，屏東縣恆春鎮外海發生三起芮氏規模6.7、6.4、5.2強震，因此次地震震央和旗山斷層接近，為探討此次地震事件對燕巢泥火山所造成的影響，特別於地震後增加監測頻率進行密集監測。



(a)



(b)

Fig. 1 燕巢泥火山兩個噴發口(a)泥火山S之噴發口(b)噴發口流出之泥漿

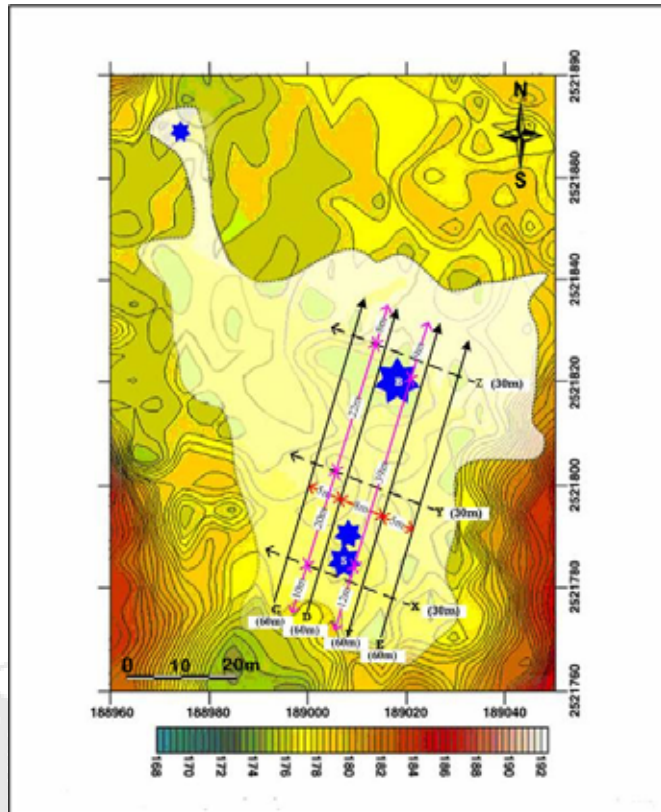


Fig.2 本研究地區地電阻測線之方位與泥火山相對位置
(地形圖修改自 Chow et al., 2006)

4. 研究結果

4-1 土壤飽和度與電阻率

為利用電阻率推估土壤含水率，進而得知各個地層位置的含水量的分佈情形，本研究進行實驗室小尺度土壤飽和度-電阻率之試驗，並建立土壤含水率與電阻率的關係曲線，根據 Archie' s law 修正式的形式擬合出一關係式(Ward, 1990)。泥火山土壤組成係以比重計法分析，結果顯示黏粒(clay)比例：3.98%、粉粒(silt)比例：67.1%、砂粒(sand)比例：28.92%，為砂質粘壤土(Sandy clay loam)。本研究採集現地十公分以下的土壤，採樣方式以隨機採樣法(郭魁士，1976)，在現地取約 10 個採樣點，分散在泥火山平台上的各個位置，在將表層的新生泥岩層挖開取 10 公分以下的土壤。在實驗室進行飽和度-電阻率試驗，實驗過程中觀察出土壤的飽和含水率 43.28%，最後將量測出之電阻率和體積含水率擬合出下列方程式：

$$y = 285.47 x^{-1.0707} \dots\dots\dots (1)$$

$R^2 = 0.8409$ ，x：體積含水率(%)，y：電阻率($\Omega \cdot m$)

實驗結果如 Fig. 3.

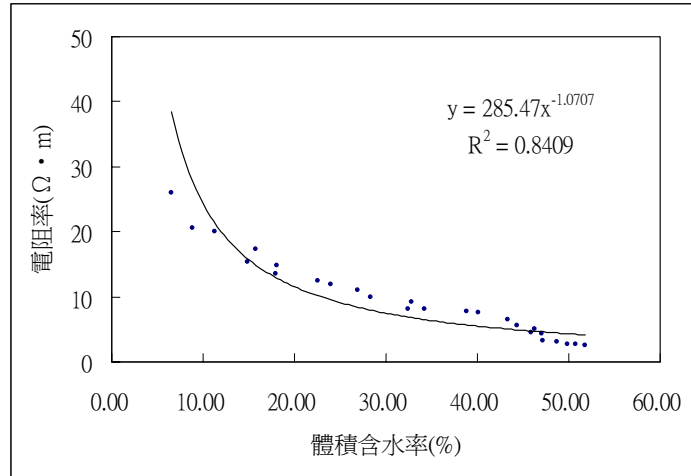


Fig. 3 泥火山土壤含水率-電阻率的相關曲線

4-2 電阻率量測與誤差

從 2006 年 7 月 22 日 ~ 2007 年 4 月 14 日量測結果，如 Fig. 4 所示 D 測線平均電阻率範圍介於 3.36 ~ 5.94 $\Omega \cdot m$ ，如 Fig. 5 所示，E 測線平均電阻率範圍則介於 4.23~9.43 $\Omega \cdot m$ 。從 Fig. 4 和 5 中越接近深藍色部分表示電阻率越低，越接近紅色部分則表示電阻率越高，可明顯觀察出 3 公尺以下電阻率較低，約在 3 ~ 4 $\Omega \cdot m$ ，在圖中顯示深藍色；而近地表 3 公尺處，電阻率較高為約 5 ~ 9 $\Omega \cdot m$ ，在圖中顯示黃色和紅色。為了解儀器在泥火山地區進行連續測量之誤差範圍，需在量測時計算標準偏差，其做法為：在現地連續量測四次且並不改變位置，將這些數據之電阻率計算標準偏差，因此會在每一個位置得到一標準偏差值，並可繪出標準偏差分佈圖如 Fig. 6，其範圍在 0.000249 ~ 0.0887 $\Omega \cdot m$ 。

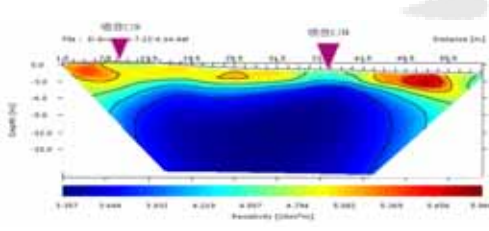


Fig. 4 D 測線地電阻剖面影像之平均值

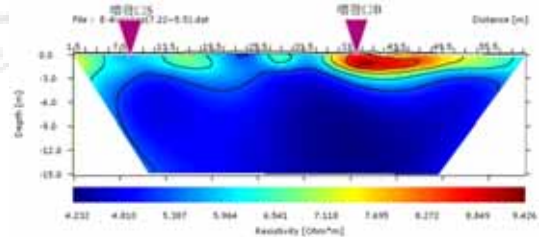


Fig. 5 E 測線地電阻剖面影像之平均值

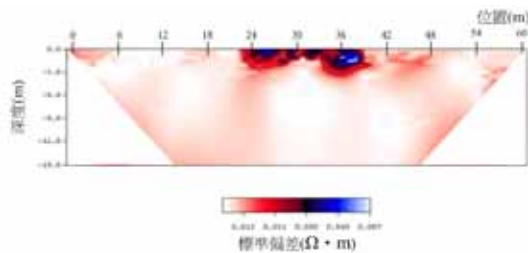


Fig. 6. 泥火山現地標準偏差分佈圖

4-3 連續地電阻量測

從 Fig. 7 與 Fig. 8 顯示 D、E 測線之地電阻連續剖面影像，在連續監測中，接近地表 3 米以內之量測電阻率皆較深於 3 米之區域為高，且變化較大。D 測線電阻率變化範圍約在 $-1.7 \sim 2.46 \Omega \cdot m$ 之間；E 測線電阻率變化範圍較大，約在 $-1.7 \sim 5.38 \Omega \cdot m$ 間。結果顯示大約在近地表 3 公尺處變化較大，地電阻剖面較深的部分較無明顯變化。造成近地表區域之地電阻量測值變化較大之可能的原因有很多，由於近地表地表易受到多種天氣因素和地表乾濕所影響，天氣因素例如：氣溫、雨量、溼度、蒸發散量……，因此尚需進行更長期之觀測，並與現地之氣候變化資料如氣溫、雨量、溼度、蒸發散量等資料進行比對，方可釐清造成地電阻變化之真正原因。

4-4 泥火山地層含水率推估

將前述實驗室擬合出之方程式(式 1)，套入地電阻剖面量測之電阻率值，可換算出含水率以推估該地層飽和度的情況。Fig. 9 與 Fig. 10 分別為 D 與 E 測線之體積含水率分佈平均值，D 測線推估含水率約為 37.28 % ~ 63.59 % 間，E 測線推估含水率則約為 24.2 % ~ 51.28 %。由於一般影響淺層土壤地電阻高低之因素主要為含水之飽和度，因此推測此深於三公尺以下之泥岩層(圖形中顯示藍色區域)，推估含水率較高，且高達 50 % ~ 60 % 左右，推測為飽和或接近飽和之泥岩層。

4-5 泥火山含水率變化與恆春地震之關係

在監測期間內，在監測期間 2006 年 12 月 26 日晚，屏東縣恆春鎮外海發生三起芮氏規模 6.7、6.4、5.2 強震，因此次地震震央位於南部地區，距本研究監測區域僅約為 120 公里左右，因此本研究於地震後兩週增加地電阻施測頻率，以比較地震前後地電阻剖面影像是否有明顯差異。對於地電阻剖面的影響，可在泥火山 B 附近近地表處，觀察出有明顯的升高 $2 \sim 5 \Omega \cdot m$ ，若將 E 測線泥火山 B 地下 1.5 公尺的地方，根據式(1)推估值，比較地震前後泥火山地層體積含水率的變化，其結果如 Fig. 11，含水率在地震後四次監測(12/28、12/30、1/14、2/28)，含水率明顯降低 10 % 左右，而在 2/28 之後含水率則似有逐漸回升之趨勢。會造成電阻率升高的原因有很多，在自然界有可能是蒸發散升高、溫度的影響、降雨量的多寡……，其中最有可能的解釋有兩個：第一因地震較多量氣體沿斷層裂隙帶釋放，因此導致此區電阻率增高；第二因為在地震後的四次監測日，氣溫較其他監測日低，因而造成電阻率升高。但同樣時間，D 測線在地震前後卻沒有發生電阻率升高的現象，推測可能原因是由於此測線太靠近兩座泥火山噴泥錐，由於地電阻儀器對於近地表之良導體如泥漿等低電阻率物質較為敏感，因此導致監測的數據偏低，也無法呈現較大之地電阻率變化。由 D 測線也可以得知溫度對電阻率無較大之影響，所以較可能的造成 E 測線電阻率升高的原因為較多量氣體沿斷層裂隙帶釋放所造成之結果。

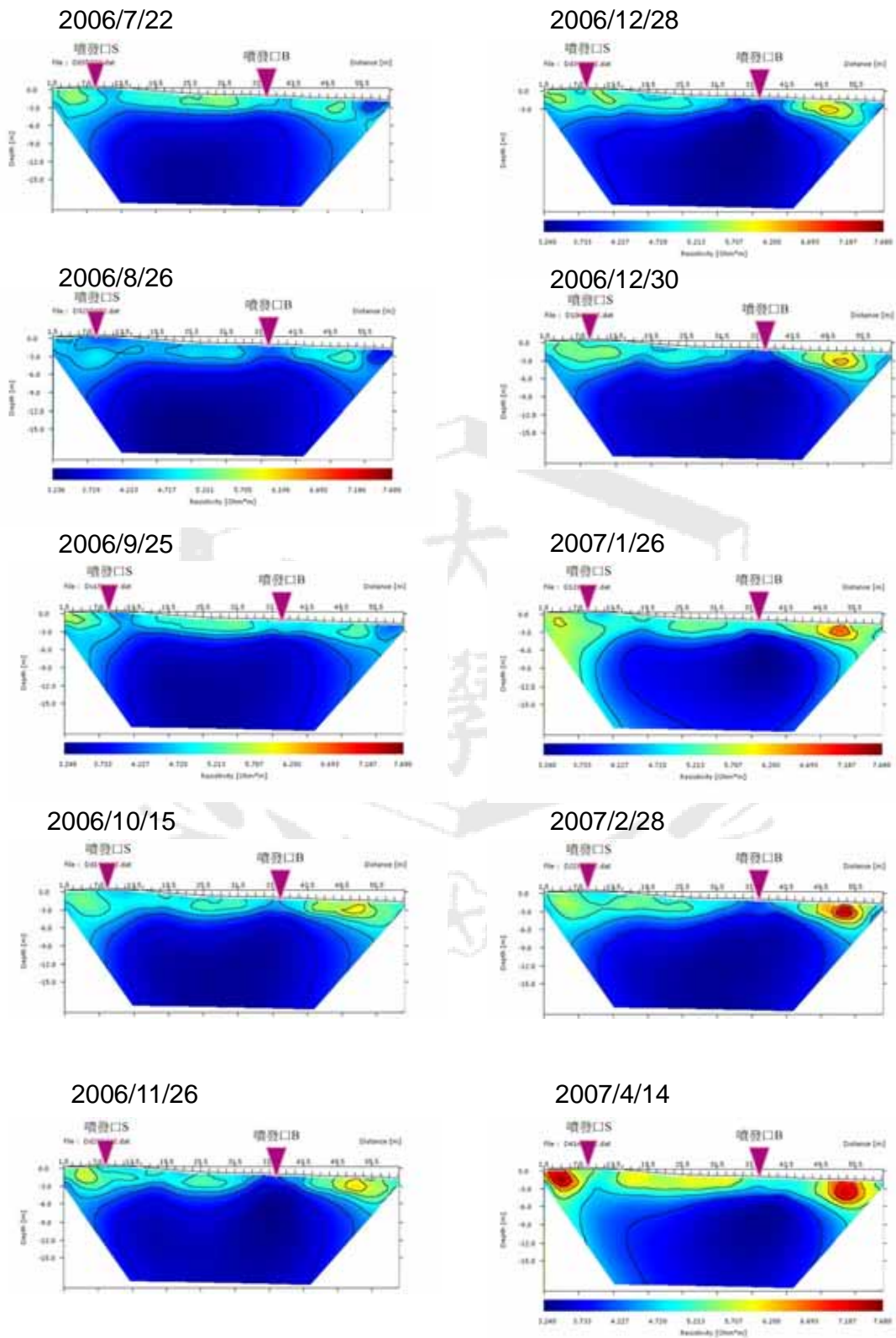


Fig. 7 D 測線監測地電阻剖面影像

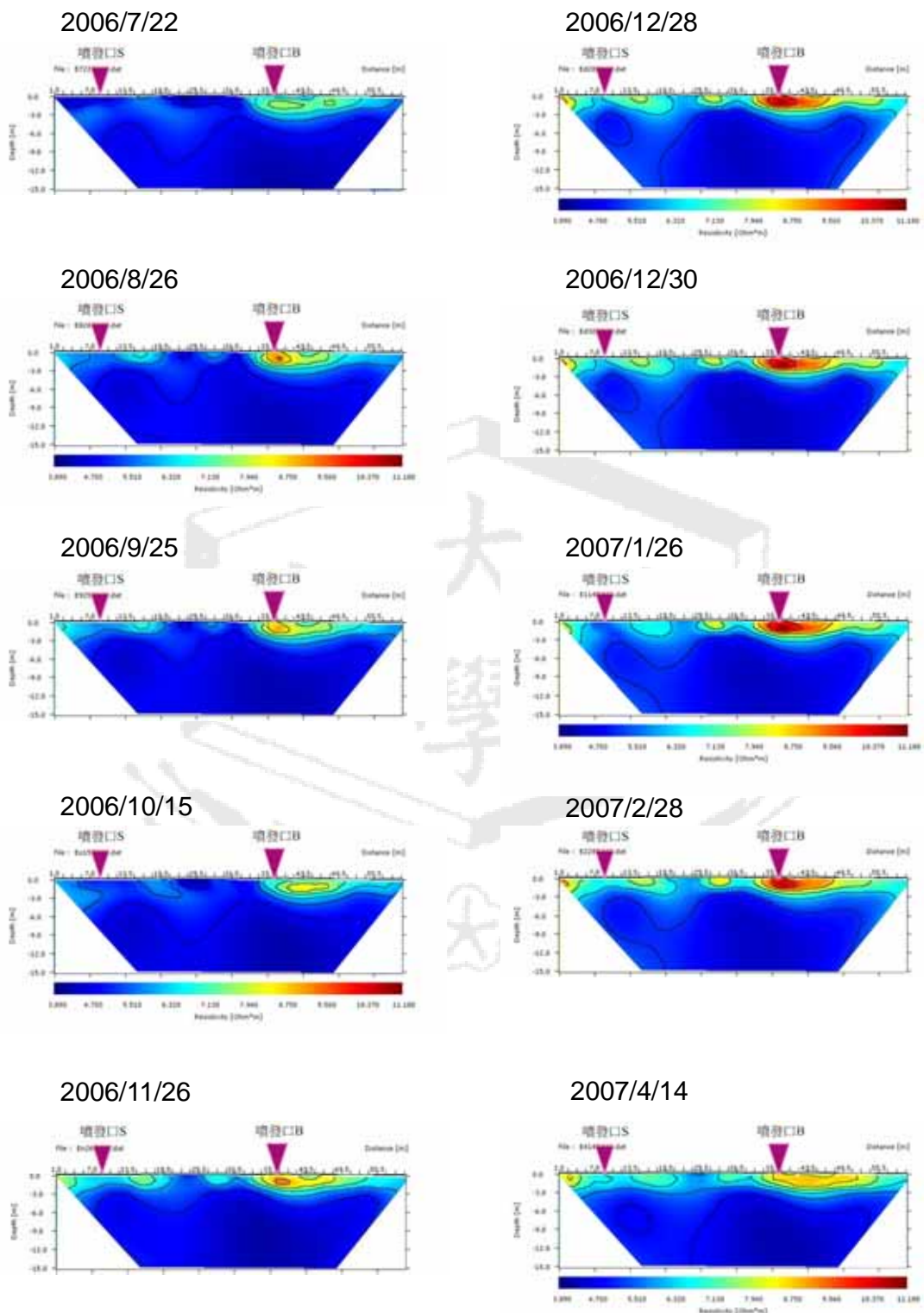


Fig. 8 E 測線監測地電阻剖面影像

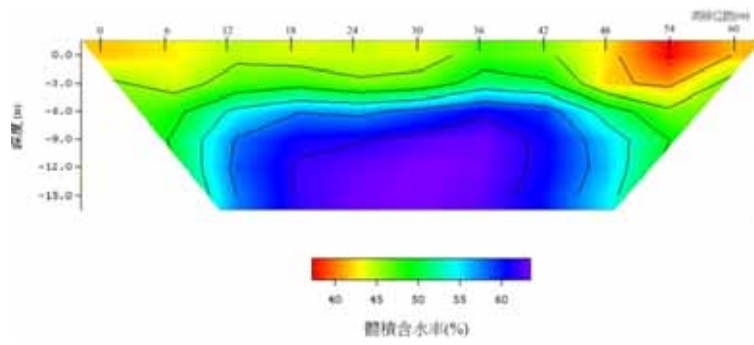


Fig. 9 D測線推估含水率分佈圖

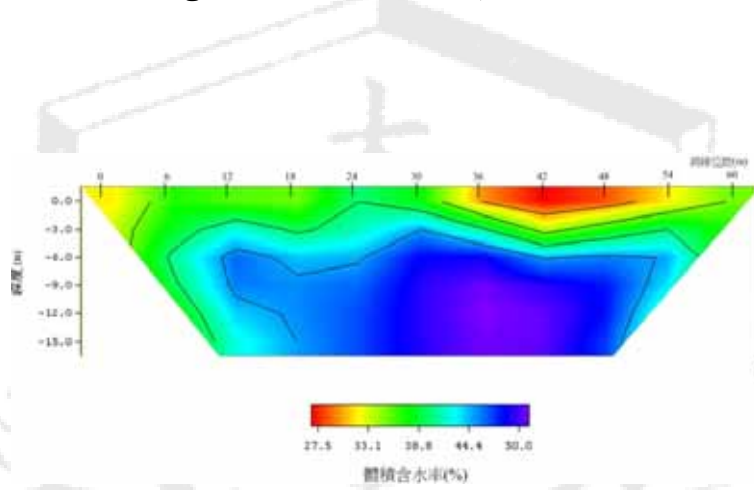


Fig. 10 E測線推估含水率分佈圖

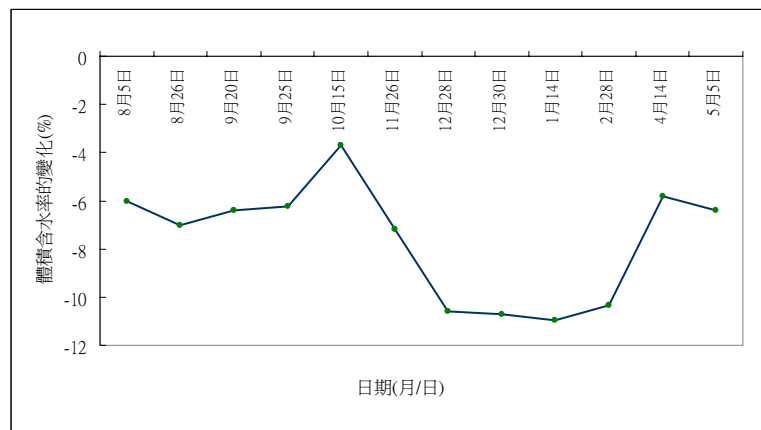


Fig. 11 E測線泥火山B地下1.5公尺推估含水率之變化圖

5. 結論

本研究之結論歸納如下：

- 1) 在泥火山的長期監測 D 測線平均電阻率範圍介於 $3.36 \sim 5.94 \Omega \cdot m$ ，E 測線平均電阻率範圍介於 $4.23 \sim 9.43 \Omega \cdot m$ ，變化最大的區域是在地表 3 公尺以上。
- 2) 在泥火山所有的地電阻監測剖面中，觀察出在 3 公尺以下電阻率最低，推估含水率較高高達 50 % ~ 60 % 左右，推測此區域為飽和或過飽和的泥岩層，因此電阻率相對較低。
- 3) 在 1226 地震後，E 測線靠近泥火山附近，近地表 3 公尺處電阻率有明顯上升 $2 \sim 5 \Omega \cdot m$ ，比對氣溫與雨量與地電阻變化之相關性後，由於氣溫與雨量對 D 及 E 測線無一致之高度相關性，因此較可能的解釋為在地震後較多量氣體因地震沿斷層裂隙帶釋放，因此導致小部份區域電阻率增高。
- 4) 在地震前後，D 測線電阻率無明顯之變化，推測可能原因是由於此測線太靠近兩座泥火山噴泥錐，由於地電阻儀器對於近地表之良導體如泥漿等低電阻率物質較為敏感，因此導致監測的數據偏低，也無法呈現較大之地電阻率變化。

6. 參考文獻

Archer, G. E., 1942, The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans. Am. Inst. Metal. and Petro. Eng.*, Vol.146, pp.54~62.

Burger, H.R., 1992, *Exploration Geophysics of the Shallow Subsurface*, Prentice-Hall, Inc., New Jersey, pp.241~307.

Chow, J.J., Chang, S.K., Yu H.S., 2006. GPR reflection characteristics and depositional models of mud volcanic sediments—Wushanting mud volcano field, southwestern Taiwan. *Journal of Applied Geophysics* 60, pp.179~200.

Dimitrov, L. I. , 2002, Mud volcanoes-the most important pathway for degassing deeply buried sediments. *Earth-Science Reviews* 59, pp.49~76.

Shih, T.T., 1967, A survey of the active mud volcanoes in Taiwan and a study of their types and the character of the mud, *Petroleum Geology of Taiwan* No.5, pp.259~311.

Ward, S.H., 1990, *Geotechnical and Environmental Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, pp.148~151.

王鑫、徐美玲、楊建夫，1988，台灣泥火山地形景觀，台灣省立博物館年刊，第三十一卷，台灣省立博物館出版，台北市，pp. 31~48。

宋國城，2003，有關旗山斷層的一些新觀察，九十二年度中國地球物理學會年會

暨學術研討會論文摘要。

吳唐竹，2004，烏山頂泥火山噴發活動之研究，國立高雄師範大學地理研究所碩士論文。

張宏武，2001，台灣西南泥岩之電阻率構造，國立中央大學應用地質研究所碩士論文。

葉高華，2003，由流體地球化學探討台灣泥火山的成因，國立台灣大學海洋研究所碩士論文。

7. 研究自評結果與建議

本研究原擬以地電阻剖面與感應極化法進行長期監測，然而感應極化法所得之監測結果含有為雜訊所干擾而無法顯示良好之觀測結果。推測由於富含黏土之泥岩層中使用一般金屬電極，使得產生電極極化之情形嚴重，因此產生嚴重之雜訊背景，無法透過訊號處理方式加以濾除。因此未來將嘗試運用非極化電極，如銅-硫酸銅陶瓷電極組，以進行感應極化法之測量，提供地電阻更可靠之資料佐證。

本研究證明運用連續地電阻剖面方法可進行斷層活動監測之相關參考研究，極具研究發展前景。但由於本研究僅觀測約一年時間，所得數據不足以作為最後研究定論，未來將持續於此一地區進行長期之觀測研究，並配合其他觀測數據，在經費允許情況下配合變更觀測頻率(如每小時量測一次，持續十二小時，至每天一次，持續一週)，以了解短中長期之變化之影響。