

國家科學及技術委員會補助專題研究計畫報告

垂直井溫推算阻水層之現地垂直水力傳導係數

報告類別：成果報告

計畫類別：個別型計畫

計畫編號：MOST 110-2116-M-041-001-

執行期間：110年08月01日至111年07月31日

執行單位：嘉藥學校財團法人嘉南藥理大學觀光事業管理系(含溫泉產業碩士班)

計畫主持人：陳文福

計畫參與人員：此計畫無其他參與人員

本研究具有政策應用參考價值：☐否 ☒是，建議提供機關經濟部
(勾選「是」者，請列舉建議可提供施政參考之業務主管機關)
本研究具影響公共利益之重大發現：☒否 ☐是

中 華 民 國 111 年 09 月 22 日

中文摘要：了解阻水層的垂直水力傳導係數，在研究區域地下水資源供應、地層下陷及海水入侵等問題，是非常重要的基本數據。本研究的區域為海園及鄰近10口觀測井，現地量測各井的垂直井溫(temperature depth profile)來推算阻水層之現地垂直流速，結合水位觀測資料，預期推算出各觀測井之各阻水層之現地垂直水力傳導係數。根據2016年的年平均水位，推估地下水水平流向，大致由東北往西南流，水平流速約 4.1×10^{-7} m/s。使用2016-2022年的垂直井溫進行模擬，選擇水位觀測層次較多的井：海園、明德及東光。海園三個阻水層的垂直流方向模擬結果都與水位觀測數據符合。T1水流往下、垂直流速約為 4.0×10^{-8} m/s，T2水流往下、垂直流速約為 1.0×10^{-8} m/s，T3水流往上、垂直流速約為 -6.0×10^{-8} m/s。T1的垂直水力傳導係數約為 9.7×10^{-8} m/s，T2約為 2.6×10^{-7} m/s，T3約為 4.0×10^{-7} m/s。東光站T1的垂直水力傳導係數約為 5.1×10^{-8} m/s，T2-1約為 3.3×10^{-6} m/s，T2-2約為 $<1.2 \times 10^{-6}$ m/s，T3約為 4.3×10^{-7} m/s。明德站T2及T3的垂直水力傳導係數很大，T2約為 1.5×10^{-4} m/s，T3約為 5.0×10^{-5} m/s。

中文關鍵詞：濁水溪沖積扇、阻水層、垂直水力傳導係數

英文摘要：Understanding the vertical hydraulic conductivities of aquitards is very important for management of groundwater resources. This study area is in Hiyuan, Yunlin, western Taiwan. We use temperature depth profiles of monitoring wells to determine vertical velocities in aquitards and their vertical hydraulic conductivities. The horizontal flow directions of groundwater are from northeast to southwest with a velocity of 4.1×10^{-7} m/s, estimated base on hydraulic heads in 2016. Three monitoring wells Hiyuan, Mider and Dokun simulations using the temperature data during 2016 to 2022. The results show the vertical flow is downward in aquitard T1 with a velocity 4.0×10^{-8} m/s and vertical hydraulic conductivity is 9.7×10^{-8} m/s in Hiyuan. The vertical flow downward with velocity of 1.0×10^{-8} m/s and vertical hydraulic conductivity is 2.6×10^{-7} m/s in aquitard T2 and flow upward with velocity -6.0×10^{-8} m/s and vertical hydraulic conductivity 4.0×10^{-7} m/s。

英文關鍵詞：Choshui Alluvial Fan, aquitard, vertical hydraulic conductivity

1. 前言

未固結之孔隙地下水系統，泥層通常被當作阻水層、砂層及礫層則為含水層。但是自然界的地層沉積通常更為複雜，例如泥層比較薄，或與砂層互層，或是透鏡狀尖滅，因此所謂阻水層通常不是均一性質的(圖 1)。而觀測井通常都設在含水層的位置，水位觀測及抽水試驗通常也只能提供含水層的水力特性，在處理區域地下水問題時，對於阻水層通常假設不透水，但前人研究顯示，許多所謂的阻水層其實是透水的(Bredehoeft and Papadopoulos, 1965；Chen and Bense, 2019；陳 2020)。因此了解阻水層的垂直水力傳導係數，在研究區域地下水資源供應、地層下陷及海水入侵等問題，是非常重要的基本數據。

陳(2020)研究雲林宏崙及舊庄觀測井(圖 2)，深度 350m 內大致可分為四層含水層(F1-F4)及五層阻水層(T0-T4)(圖 3 及圖 4)，使用垂直井溫(temperature depth profile)來推算阻水層之現地垂直流速，研究結果顯示第二含水層(F2)水位最低，導致第一阻水層(T1)垂直流為往下，流速約為 $2\sim6 \times 10^{-7} \text{ m/s}$ ；第二及第三阻水層(T2 及 T3)往上，流速為 $5\sim10 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ ；其中 T1 及 T3 垂直流方向與水位觀測推測之流向相同，T2 流向不同的原因可能是觀測井沒有觀測到 120-140m 的含水層(表 1)。因為垂直流速已經推算出來，根據上下層水位差，使用達西公式可以推算垂直水力傳導係數。

濁水溪沖積扇扇央部分的阻水層垂直流速已如陳(2020)的初步研究，本研究的區域為扇尾地區(沿海)，選擇海園及鄰近 10 口觀測井，現地量測各井的垂直井溫(temperature depth profile)來推算阻水層之現地垂直流速，結合水位觀測資料，預期推算出各觀測井之各阻水層之現地垂直水力傳導係數。

2. 研究方法

2-1 垂直井溫量測方法

經濟部水利署在民國80-86年間，在彰雲沖積扇及八卦斗六丘陵共建有地下水觀測站79站，分層觀測井160口，最深的井約300m，觀測井大都為6吋井，材質為不銹鋼，純為觀測用，都沒有抽水，井內放置觀測儀器（自記式水位計），作井孔溫度量測時，需先將儀器拉出井外，以防兩者纏繞(陳文福等2017)。

垂直井溫剖面量測方法，使用加拿大RBRsolo³ 單頻道溫度測棒(以下簡稱RBR)（圖5），進入地下水面後，第一點需停留5 min以上，以待測棒與地下水之間溫度達到平衡，之後每間隔2.5 m測量一點水溫，每點停留至少1 min，另水壓數據則以美國In-situ troll量測，合併兩者數據即可換算該井深的溫度。量測時由上往下量一次，現場也需量測地下水水位。

加拿大RBR為溫度自記式測棒（表2）。溫度量測範圍-5—35°C、準確度0.002°C、解析度0.00005°C、反應時間為1sec、穩定度0.002°C/y；美國Troll測棒的壓力量測範圍最深可達350m水壓、準確度0.1%（相當於2cm）、解析度0.005%（1mm）。各種溫度測棒中以RBR的準確度最高±0.002°C，美國Almemo準確度次之±0.01°C，美國Troll準確度約±0.1°C，但是量測前經過高精準溫度校正後可達到±0.02°C。

本研究使用地下水觀測井，其開篩不長，約6-24 m，且都位於底部，大都位於單一含水層，因此比較不會有多層水流互相流動的問題。含水層中的地下水沿著開篩段流入井內，達到與含水層水壓平衡的高度，形成一井內的地下水面，此井內水柱原先的溫度為該含水層的溫度，但靜置一段時間後，應漸漸與周圍井管及地層溫度平衡，因此能代表周圍的地溫（圖6）（Chen & Chiang, 2016，陳文福等2017）。

2-2 準二維(quasi 2D)數值分析方法

首先根據水文地質柱狀圖及觀測井濾水管的位置，分別界定出含水層與阻水層(洩漏層)的深度與層次，然後以每一個含水層(或阻水層)為一個單位進行分析，本研究為非穩態(transient)的數值法，至少需要兩次的垂直井溫，例如圖 7 所示。

每一個分析單位的非穩態地下溫度三維的分布可由以下方程式表示 (Bredehoeft and Papadopoulos 1965; Lu and Ge 1996; Domenico and Schwartz, 1998; Anderson 2005)

$$(\kappa/\rho C)(\nabla^2 T) - (\rho_w C_w/\rho C)[\nabla \cdot (qT)] = \partial T/\partial t \quad (1)$$

左邊第一項為熱傳導項， κ 、 ρ 和 C 分別是地層的熱傳導係數(thermal conductivity W/m°C)、比重(density kg/m³)和比熱(specific heat J/kg°C)、 T 是溫度(°C)；左邊第二項為對流項(advection)、 q 是流速(Darcy velocity m/s)、 ρ_w 及 C_w 是水的比重和比熱；公式右邊 t 是時間 (s)。

本研究使用準二維(quasi 2D)的修正垂向公式來分析，假設在水平向的地溫梯度($\partial T/\partial x$)及流速(q_x)是穩態的(Lu and Ge 1996)

$$(\kappa/\rho C)(\partial^2 T/\partial z^2) - (\rho_w C_w/\rho C)[(q_z \partial T/\partial z) + (q_x \partial T/\partial x)] = \partial T/\partial t \quad (2)$$

其中 q_z 為垂直向流速。

本程式使用第一次測量值為始初值，垂直網格為每一公尺一個網格（圖 8），阻水層的上下邊界的時間序列，來自兩次測量值及線性內差，程式計算的時間間隔為一分鐘，總時間為兩次量測的間隔時間。例如 2016 年 1 月量

測一次，2019 年 1 月量測第二次，總時間為 36 個月。本程式使用差分法解公式 2，詳細請參閱陳文福等(2012)。

公式 2 的溫度與深度為量測值，水的比重和比熱也是已知值，剩下六個未知數：垂向流速、水平流速、水平地溫梯度、地層的熱傳導係數、比重和比熱。若假設水平地溫梯度及熱參數為已知，只剩水平流速及垂向流速為未知，在本程式中使用疊代法，即在開始時選定一組水平及垂直流速，代入程式中，求最後的溫度曲線，該溫度曲線(Ts)與實測曲線(Tm)比較，可得「平均絕對差」(MAE, mean absolute error)，如公式 3

$$MAE = \Sigma |T_s - T_m| / n \quad (3)$$

n 為網格個數。為節省模擬時間，分成兩次模擬，第一次流速範圍較大，例如假設水平流速區間為 1.0×10^{-4} 至 1.0×10^{-9} m/s，代入的值以 10 倍增加，即為 1.0×10^{-4} 、 1.0×10^{-5} 、 1.0×10^{-6} 、.....共 6 個值；垂直流速區間為 1.0×10^{-5} 至 1.0×10^{-9} m/s，正值代表水流向下； -1.0×10^{-5} 至 -1.0×10^{-9} m/s，負值為向上。在此區間所有可能性為 6×20 次，經過 120 次模擬的平均絕對差，其中最小或小於 0.06°C (本研究溫度量測的準確度 $\pm 0.03^\circ\text{C}$) 即為可能的解。

經過第一次模擬後，第二次模擬選定更小的區間，例如水平流速區間為 1.0×10^{-8} 至 1.0×10^{-6} m/s，代入的值以 1 增加，即為 1.0×10^{-8} 、 2.0×10^{-8} 、 3.0×10^{-8} 、.....、 8.0×10^{-7} 、 9.0×10^{-7} 共 18 個值；垂直流速區間也類似處理，也是共 18 個值，模擬次數為 18×18 次，經過 324 次模擬的平均絕對差，最後也是取平均絕對差最小或小於 0.06°C 為可能的解。

2-3 程式驗證

本研究使用文獻中的三個案例：Reiter(2001)美國新墨西哥州、Ferguson et al(2003)加拿大、及 Pasquale et al(2011)義大利，此三個案例皆使用解析解的曲線法來求水平及垂直流速(表 3)。本研究使用相同的熱參數，但是以數值法來求解，結果和解析解相當一致(表 4)。例如 Reiter(2001)美國新墨西哥州的案例，文獻中水平流速為 8.0×10^{-6} m/s，垂直流速為 -9.2×10^{-9} m/s，本研究求出的垂直流速為 -9.0×10^{-9} m/s，MAE 誤差相當小只有 0.0067°C (圖 9 及圖 10)。

2-4 熱參數、水平流速與水平地溫梯度

地層的熱參數可以由現地試驗、實驗室、或文獻中假設，本研究根據鑽探岩心，採用文獻中所記載的地層熱參數(Hamdhan and Clarke 2010) (表 5)。水平流速可經由觀測水位(水頭 head)得知，再由抽水試驗所得的水力傳導係數(hydraulic conductivity)，以達西公式推算水平流速。水平地溫梯度則由實測值推算。

3. 結果與討論

3-1 含水層之觀測水位及流場

本研究區域為雲林扇尾 10 處觀測站，共有 29 口分層觀測井(表 6)，含水層大致分為 4 層，觀測一層有後安站；觀測二層：和豐、海豐、興化、蔡厝及安南；觀測三層：箔子；觀測四層：海園、明德及東光 (表 7)。

本區水文地質分層深度 300 公尺約有 4 個含水層，F1 深度大約 0-50 m、F2 深度大約 50-150 m、F3 深度大約 150-250 m、F4 深度大約 250-300 m；阻水層 T1 的位置介於 F1-F2 之間、阻水層 T2 介於 F2-F3 之間、阻水層 T3 介於 F3-F4 之間、阻水層 T4 位於 F4 之下(圖 3)。

根據 2016 年的年平均水位(表 8)，推估地下水水平流向及流速，水平流向如圖 11。因為 F2 及 F3 觀測點較多，所以流向較為清楚，大致由東北往西南流；興化為源頭，沿海為下游。

水平流速可由達西定律推估，水力傳導係數(K 值)由抽水試驗得知(表 9)：例如興化的 K 值為 6.7×10^{-4} m/s、和豐 2.2×10^{-4} m/s、平均約 4.4×10^{-4} m/s (經濟部 1996)。兩站間距離約 7 km，推算水平流速約 4.1×10^{-7} m/s。

阻水層地下水垂直流向，可經由觀測水位推測(表 8 及圖 12)，例如：海園 F1 水位-4.58 m，F2 水位-11.6 m，因為 F1 水位較高，推測 F1 地下水可經由 T1 流向 F2，所以 T1 的垂直流向為往下。後安只有觀測一層，故無法推測垂直流向。本研究的 10 處觀測站，阻水層 1 有 4 口可推測垂直流向，都是往下流；阻水層 2 有 9 口可推測，除了明德以外都是往下；阻水層 3 有 3 口可推測，顯示都往上。

3-2 垂直井溫及水平地溫梯度

溫度法推估阻水層垂直流向與流速的控制方程式如前所述，公式中的未知有兩項：水平流速(qx) 及垂直流速(qz)；其餘為已知，其中地層及水的熱參數(熱傳導係數、密度、比熱)引用自文獻，垂向及水平方向的地溫梯度(沿流線)為實測數據，不同時間之溫度變化以兩次垂直井溫量測值代表。

2022 年位於研究區的 10 口井溫度約 24~34 °C，深度 50m 以上受到地面暖化的影響，溫度最低的井是興化、最高的井是海園(圖 13)。

以實測的垂直井溫推算水平地溫梯度(表 10)：例如東光至明德深度 0-50 m 的水平地溫梯度，東光平均溫度為 25.32 °C，明德平均溫度為 25.50 °C，兩站距離 7.5 km，所以水平地溫梯度約為 2.5×10^{-5} °C/m。

3-3 阻水層之垂直流速模擬結果與水力傳導係數

使用 2016-2022 年的垂直井溫進行模擬，因為要與水位觀測數據比對，故選擇水位觀測層次較多的井：海園、明德及東光。海園觀測層次如圖 14，模擬參數假設及模擬結果如表 11 及圖 15，三個阻水層的垂直流方向模擬結果都與水位觀測數據符合。T1 水流往下、垂直流速約為 $4.0 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ ，T2 水流往下、垂直流速約為 $1.0 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ ，T3 水流往上、垂直流速約為 $-6.0 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ 。垂直流速已知，利用達西定理及 2016 水位可以推算垂直水力傳導係數，結果如表 12。海園站 T1 的垂直水力傳導係數約為 $9.7 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ ，T2 約為 $2.6 \times 10^{-7} \text{ m/s}$ ，T3 約為 $4.0 \times 10^{-7} \text{ m/s}$ 。

利用相同的方法，可以求出明德站及東光站的垂直流速及水力傳導係數(表 13-14 及圖 16-17)。明德站三個阻水層的垂直流方向模擬結果都與水位觀測數據符合。T1 水流往下、垂直流速約為 $4.0 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ ，T2 水流往上、垂直流速約為 $-3.0 \times 10^{-7} \text{ m/s}$ ，T3 水流往上、垂直流速約為 $-3.0 \times 10^{-7} \text{ m/s}$ 。T1 的垂直水力傳導係數約為 $2.4 \times 10^{-7} \text{ m/s}$ ，T2 約為 $1.5 \times 10^{-4} \text{ m/s}$ ，T3 約為 $5.0 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ 。

東光站四個阻水層的垂直流方向模擬結果，除了 T2-2 外，都與水位觀測數據符合。T1 水流往下、垂直流速約為 $2.0 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ ，T2 水流往下、垂直流速約為 $1.0 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ ，T3 水流往上、垂直流速約為 $-1.0 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ 。T2-2 水流的流速很慢 $1.0 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ ，水流效應小於傳導的效應。T1 的垂直水力傳導係數約為 $5.1 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ ，T2-1 約為 $3.3 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ ，T2-2 約為 $<1.2 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ ，T3 約為 $4.3 \times 10^{-7} \text{ m/s}$ 。

模擬結果顯示明德站 T2 及 T3 的垂直水力傳導係數很大，T2 約為 $1.5 \times 10^{-4} \text{ m/s}$ ，T3 約為 $5.0 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ 。海園及東光站較小，大約在 10^{-6} 至 10^{-8} m/s 。其原因有兩方面：(1)上下兩含水層的水位差：水位差越小，如果有垂直流，表示水力傳導係數相對較大；(2)兩次的垂直井溫：差異越大(例如明德)，表示流速較快，因此水力傳導係數較大。

4. 結論

根據 2016 年的年平均水位，推估地下水水平流向，大致由東北往西南流；興化為源頭，沿海為下游，水平流速約 $4.1 \times 10^{-7} \text{ m/s}$ 。阻水層地下水垂直流向，由觀測水位推測，本研究的 10 處觀測站，阻水層 1 有 4 口可推測垂直流向，都是往下流；阻水層 2 有 9 口可推測，除了明德以外都是往下；阻水層 3 有 3 口可推測，顯示都往上。

使用 2016-2022 年的垂直井溫進行模擬，因為要與水位觀測數據比對，故選擇水位觀測層次較多的井：海園、明德及東光。海園三個阻水層的垂直流方向模擬結果都與水位觀測數據符合。T1 水流往下、垂直流速約為 $4.0 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ ，T2 水流往下、垂直流速約為 $1.0 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ ，T3 水流往上、垂直流速約為 $-6.0 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ 。T1 的垂直水力傳導係數約為 $9.7 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ ，T2 約為 $2.6 \times 10^{-7} \text{ m/s}$ ，T3 約為 $4.0 \times 10^{-7} \text{ m/s}$ 。

東光站 T1 的垂直水力傳導係數約為 $5.1 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ ，T2-1 約為 $3.3 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ ，T2-2 約為 $<1.2 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ ，T3 約為 $4.3 \times 10^{-7} \text{ m/s}$ 。明德站 T2 及 T3 的垂直水力傳導係數很大，T2 約為 $1.5 \times 10^{-4} \text{ m/s}$ ，T3 約為 $5.0 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ 。

海園及東光站的垂直水力傳導係數較小，大約在 10^{-6} 至 10^{-8} m/s 。其原因有兩方面：(1)上下兩含水層的水位差：水位差越小，如果有垂直流，表示水力傳導係數相對較大；(2)兩次的垂直井溫：差異越大(例如明德)，表示流速較快，因此水力傳導係數較大。

參考文獻

- 田巧玲、張炎銘、林維侃、蔡明坤(1996)濁水溪沖積扇之地下水水文概況，濁水溪沖積扇地下水及水文地質研討會論文集，第 207-221 頁。
- 江崇榮、陳瑞娥、賴慈華、黃智昭(2005)濁水溪沖積扇地下水區之補注區與補注源探討，經濟部中央地質調查所彙刊，第十八號，第 1-28 頁。
- 成功大學 2020 地層下陷防治資訊網 <http://www.lsprc.ncku.edu.tw/zh-tw/trend.php?action=view&id=18>
- 行政院 2011 雲彰地區地層下陷具體解決方案暨行動計畫。
- 林芳華；馮正一；張育瑄 2010 濁水溪沖積扇頂區之地下水文特性分析案例。農林學報 59:4 頁 369-381
- 徐年盛；林尉濤；陳敬文 2009 運用類神經網路預測濁水溪沖積扇地下水位變化之研究。中國土木水利工程學刊，第二十一卷第三期，285–293
- 經濟部中央地質調查所 2014 地下水補注地質敏感區劃定計畫書 G0001 濁水溪沖積扇。共 28 頁
- 陳文福、陳瑞娥、陸挽中、黃智昭、王詠綸（2011）濁水溪沖積扇扇頂地下水之導電度變化：台灣水利，第 59 卷，第 3 期，第 95-107 頁。
- 陳文福、張閔翔、黃智昭、王詠綸、江崇榮（2012）利用溫度日變化推算河床入滲流速：農業工程學報，第 58 卷，第 4 期，第 67-79 頁。
- 陳文福，陳瑞娥，陸挽中，黃智昭，王詠綸（2014）濁水溪沖積扇扇頂及鄰近含水層之水力傳導係數：中央地質調查所特刊，第 27 期，第 69-88 頁。
- 陳文福，陳瑞娥，陸挽中，黃智昭，王詠綸（2017）名竹盆地及鄰近區域的地溫分布：中央地質調查所特刊，第 29 期，第 121-134 頁。
- 陳文福(2020) 濁水溪沖積扇砂泥層地下水流場之研究，科技部 108 年成果報告。
- Anderson, M. P. (2005). Heat as a ground water tracer. *Ground Water*, 43(6), 951–968.
- Bense VF, Kurylyk BL, van Daal J, van der Ploeg MJ, Karey SK (2017) Interpreting repeated temperature-depth profiles for groundwater flow. *Water Resour Res* 53: 8639-8647.
- Boyle, J. M., and Z. A. Saleem, 1979, Determination of recharge rate using temperature depth profiles in wells, *Water Resour. Res.*, 15, 1616-1622.

- Bredehoeft JD, Papadopoulos IJ (1965) Rates of vertical groundwater movement estimated from the earth's thermal profile. *Water Resour Res* 1(2): 325-328.
- Chen WF, Bense VF (2019) Using transient temperature-depth profiles to calculate groundwater flow across semi-confining layers in the Chianan coastal plain aquifer system, southern Taiwan. *Hydrogeology J*, 27, 2155-2166.
- Domenico, P.A., and F.W. Schwartz. 1998. *Physical and Chemical Hydrogeology*, 2nd ed. New York: John Wiley & Sons Inc.
- Ferguson G, Woodbury AD, Matile GLD, 2003, Estimating deep recharge rates beneath an interlobate moraine using temperature logs, *Groundwater* 41/5, 640-646.
- Galloway DL Burbey TJ, 2011, Review: regional land subsidence accompanying groundwater extraction. *Hydrogeology Journal* 19, 1459-1486.
- Hamdhan IN, Clarke BG (2010) Determination of thermal conductivity of coarse and fine sand soils. *Proceedings World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia*, 25-29 April 2010.
- Lu N and Ge S, 1996, Effect of horizontal heat and fluid flow on the vertical temperature distribution in a semiconfining layer. *Water Resources Research*, 32/5, 1449-1453.
- Pasquale V, Verdoya M, Chiozzi P, 2011, Groundwater flow analysis using different geothermal constraints: the case study of Acqui Terme area, northwestern Italy, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 199, 38-46.
- Reiter M, 2001, Using precision temperature logs to estimate horizontal and vertical groundwater flow components, *Water Resources Research*, 37/3, 663-674.
- Su GW, Jasperse J, Seymour D, Constantz J, 2004, Estimation of hydraulic conductivity in an alluvial system using temperatures. *Ground Water*, 42/6, 890-901.
- Taniguchi M, 1993, Evaluation of vertical groundwater fluxes and thermal properties of aquifers based on transient temperature-depth profiles. *Water Resour Res* 29(7): 1507-1517.
- Taniguchi M, Shimada J, Tanaka T, Kayane I, Sakura Y, Shimano Y, Siakwan SD, Kawashima S, 1999, Disturbances of temperature-depth profiles due to surface climate change and subsurface water flow: 1. an effect of linear increase in surface temperature caused by global warming and urbanization in the Tokyo metropolitan area, Japan. *Water Resour Res* 35(5): 1507-1517.
- Weissmann, G. S. and Fogg, G. E. 1999, Multi-scale alluvial fan heterogeneity modeled with transition probability geostatistics in a sequence stratigraphic framework, *J. Hydrol.*, 226, 48-65, doi:10.1016/S0022-1694(99)00160-2.
- Woodbury, A.D., and L. Smith. 1988. Simultaneous inversion of hydrogeologic and thermal data, 2. Incorporation of thermal data. *Water Resources Research* 24/3:

356–372.

Zappa, G., Bersezio, R., Felletti, F., and Giudici, M. 2006, Modeling heterogeneity of gravel-sand, braided stream, alluvial aquifers at the facies scale, *J. Hydrol.*, 325, 134–153, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.10.016.

Zhu L, Gong H, Dai Z, Guo G, Teatini P, 2017, Modeling 3-D permeability distribution in alluvial fans using facies architecture and geophysical acquisitions. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21, 721-722.

表 1 舊庄及宏崙阻水層之垂直流速(陳 2020)

Aquitard	Vertical flux (m/s)	Horizontal flux (m/s)	MAE (°C)	備註
舊庄 CC T1	2.0×10^{-7}	6.0×10^{-7}	0.027	與水位推算流向相同
舊庄 CC T2	-5.0×10^{-8}	5.0×10^{-7}	0.026	水位觀測不足
舊庄 CC T3	-8.0×10^{-8}	5.0×10^{-7}	0.033	與水位推算流向相同
宏崙 HL T1	6.0×10^{-7}	5.0×10^{-7}	0.052	水位觀測不足
宏崙 HL T2	-1.0×10^{-7}	6.0×10^{-7}	0.034	水位觀測不足

表 2 各種溫度測棒之準確度(accuracy)

測棒名稱	準確度(accuracy) °C
台大海研所自製(江協堂 2008)	0.01
美國 Insitu troll 500	±0.1
美國 Insitu troll 500 經過量測前標準溫度計校正	±0.02
美國 Almemo	±0.01
加拿大 RBR	±0.002

表 3 本研究程式驗證之數據來源(陳 2020)

數據來源	Reiter, 2001	Ferguson et al., 2003	Pasquale et al., 2011
區域	美國新墨西哥州 Albuquerque Basin	加拿大 Manitoba Sandilands	義大利 Acqui Terme area
井名	Rio Bravo Park	GSC_9901	P1
地層	Santa Fe Formation	Interlobate moraine	Oligo-Miocene 沉積岩
岩性	粉砂岩/砂岩偶夾礫石	砂及粉砂含泥、礫石	礫石層
深度_地面下(m)	20-80	65-130	100-140
熱傳導係數 (W/m°C)	2.16	1.5	2.0
比重(kg/m ³)	2000	2000	2000
比熱(J/kg°C)	1500	1800	1200
水平地溫梯度 (°C/m)	-1.2×10 ⁻⁴	0.01	0.005
模擬天數(day)	365	365	365
溫度量測解析度 (°C) resolution	10 ⁻³	10 ⁻³	10 ⁻³
溫度量測準確度 (°C) accuracy	0.1	0.02	0.03

水平地溫梯度負值表示上游的水溫度比較低。

表 4 本研究程式驗證結果

數據來源	文獻中的流速		本研究		
	水平流速 qx (m/s)	垂直流速 qz (m/s)	水平流速 qx (m/s)	垂直流速 qz (m/s)	誤差 MAE(°C)
Reiter, 2001	8.0×10 ⁻⁶	-9.2×10 ⁻⁹	8.0×10 ⁻⁶	-9.0×10 ⁻⁹	0.0067
Ferguson et al. 2003	3.4×10 ⁻⁸	2.4×10 ⁻⁸	3.0×10 ⁻⁸	2.0×10 ⁻⁸	0.018
Pasquale et al. 2011	1.5×10 ⁻⁷	-2.5×10 ⁻⁹	1.0×10 ⁻⁷	-2.0×10 ⁻⁹	0.017

垂直流速負值表示往上流；正值表示往下流。

表 5 沉積物的熱參數(取自 Hamdhan and Clarke 2010)

	熱傳導係數 W/m°C	比熱 J/kg°C	密度 Kg/m ³
礫石含砂	4.44	1175	1983
粗砂(乾)	0.25	800	1800
粗砂(飽和)	3.72	1483	2080
中砂(乾)	0.27	800	1700
中砂(飽和)	3.34	1483	2080
細砂(乾)	0.15	800	1600
細砂(飽和)	2.75	1632	2010
細砂及粉砂	2.15	1747	1848
黏土(乾)	0.25	800	1390
黏土(飽和)	1.52	2362	1760

表 6 本研究之觀測井

站名	濾管起點 m	濾管終點 m	站名	濾管起點 m	濾管終點 m
興化一	54	66	東光一	17	29
興化二	103	115	東光二	60	78
興化三	185	197	東光三	111	126
後安一	50	104	東光四	166	175
後安二	126	174	東光五	243	258
海豐一	52	70	明德一	36	48
海豐二	166	178	明德二	96	114
和豐一	60	120	明德三	150	162
和豐二	202	220	明德四	198	216
海園一	30	42	蔡厝一	52	80
海園二	68	98	蔡厝二	124	163
海園三	160	196	箔子一	36	60
海園四	267	276	箔子二	116	146
安南一	80	110	箔子三	176	206
安南二	159	195			

表 7 各觀測井之含水層觀測層次

含水層	海園	和豐	後安	海豐	興化
F1	一				
F2	二	一	一二	一	一二
F3	三	二		二	三
F4	四				
含水層	箔子	明德	蔡厝	安南	東光
F1	一	一			一
F2	二	二	一	一	二三
F3	三	三	二	二	四
F4		四			五

表 8 各觀測井 2016 年之年平均水位(m)

含水層	海園	和豐	後安	海豐	興化
F1	-4.58				
F2	-11.6	-11.05	-8.81 11.14	-11.15	-4.41
F3	-12.56	-12.31		-12.41	-4.57
F4	-8.78				
含水層	箔子	明德	蔡厝	安南	東光
F1	-3.87	-7.25			1.76
F2	-10.35	-10.68	-12.31	-9.06	-8.41
F3	-10.82	-10.63	-13.19	-9.33	-8.61
F4		-10.42			-8.24

表 9 水平流速推算

含水層	F1	F2	F2	F3	F3
上游	東光	興化	東光	興化	東光
下游	明德	和豐	蔡厝	和豐	蔡厝
距離(m)	7520	7056	7082	7056	7082
上游水力 傳導係數 (m/s)		0.00067		0.0011	
下游水力 傳導係數 (m/s)		0.00022	0.0002	0.00026	0.00006
平均水力 傳導係數 (m/s)		0.00044	0.0002	0.0006	0.00006
上游水位 (m)	1.76	-4.41	-8.41	-4.57	-8.61
下游水位 (m)	-7.25	-11.05	-12.31	-12.31	-13.19
水位差(m)	9.01	6.64	3.9	7.74	4.58
水平流速 (m/s)		4.1×10^{-7}	1.1×10^{-7}	6.5×10^{-7}	3.8×10^{-8}

水力傳導係數(m/s)引用抽水試驗(田巧玲等 1996)

表 10 水平地溫梯度推算(2016 年數據)

上游		東光	興化	東光	安南
下游		明德	和豐	蔡厝	海園
距離(m)		7520	7056	7082	7351
深度 0-50m	上游平均溫度(°C)	25.32	24.18	25.32	26.07
	下游平均溫度(°C)	25.50	25.00	25.87	26.04
	水平地溫梯度(°C/m)	2.5×10^{-5}	1.2×10^{-4}	7.8×10^{-5}	4.1×10^{-6}
深度 50-150m	上游平均溫度(°C)	26.29	25.91	26.29	26.72
	下游平均溫度(°C)	26.92	27.19	26.88	29.40
	水平地溫梯度(°C/m)	8.4×10^{-5}	1.8×10^{-4}	8.4×10^{-5}	3.6×10^{-4}
深度 150-200m	上游平均溫度(°C)	28.27	28.20		29.31
	下游平均溫度(°C)	28.93	30.80		33.02
	水平地溫梯度(°C/m)	8.8×10^{-5}	3.6×10^{-4}		5.0×10^{-4}

表 11 雲林海園阻水層參數假設及溫度模擬結果(2016-2022 年)

層次		T1	T2	T3
數值檔代碼		HY_T1	HY_T2	HY_T3
深度(m)		51~68	140~165	219~244
岩性		泥層夾粗砂層	泥層夾細沙層	泥層夾細沙層
參數	熱傳導係數 (W/m°C)	2.0	1.7	1.7
	密度(Kg/m ³)	1800	1800	1800
	比熱(J/kg°C)	2000	2100	2100
	水平地溫梯度 (°C/m)	-8×10 ⁻⁵	-8×10 ⁻⁵	-8×10 ⁻⁵
	水平流速(m/s)	3~60×10 ⁻⁸	3~60×10 ⁻⁸	3~60×10 ⁻⁸
	時段(年月)	201602-202204	201602-202204	201602-202204
	模擬月數	74	74	74
模擬 結果	垂直接流速(m/s)	4.0 ×10 ⁻⁸	1.0×10 ⁻⁸	-6 ×10 ⁻⁸
	垂直接流向	往下	往下	往上
	平均誤差(°C)	0.017	0.016	0.007
	流向與水位數據	相符	相符	相符

1. 水平地溫梯度：負號表示上游溫度較低
2. 垂直接流速：負號表示往上

表 12 雲林海園等三站阻水層之垂直水力傳導係數(m/s)

站名/層次	T1	T2		T3
海園	4.0 ×10 ⁻⁸	2.6 ×10 ⁻⁷		4.0 ×10 ⁻⁷
明德	2.4 ×10 ⁻⁷	1.5 ×10 ⁻⁴		5.0 ×10 ⁻⁵
東光	5.1 ×10 ⁻⁸	3.3 ×10 ⁻⁶	<1.2 ×10 ⁻⁶	4.3 ×10 ⁻⁷

表 13 雲林明德阻水層參數假設及溫度模擬結果(2016-2022 年)

層次		T1	T2	T3
數值檔代碼		MD_T1	MD_T2	MD_T3
深度(m)		69~90	119~144	163~198
岩性		泥層夾粉砂層	泥層夾細沙層	細沙層夾泥層
參數	熱傳導係數 (W/m°C)	1.5	1.7	2.5
	密度(Kg/m ³)	1760	1800	2000
	比熱(J/kg°C)	2300	2100	1700
	水平地溫梯度 (°C/m)	-8×10 ⁻⁵	-8×10 ⁻⁵	-8×10 ⁻⁵
	水平流速(m/s)	3~60×10 ⁻⁸	3~60×10 ⁻⁸	3~60×10 ⁻⁸
	時段(年月)	201602-202204	201602-202204	201602-202204
	模擬月數	74	74	74
模擬 結果	垂直流速(m/s)	4.0 ×10 ⁻⁸	-3.0×10 ⁻⁷	-3.0 ×10 ⁻⁷
	垂直流向	往下	往上	往上
	平均誤差(°C)	0.017	0.02	0.02
	流向與水位數據	相符	相符	相符

表 14 雲林東光阻水層參數假設及溫度模擬結果(2016-2022 年)

層次		T1	T21	T22	T3
數值檔代碼		DK_T1	DK_T21	DK_T22	DK_T3
深度(m)		69~90	80~110	149~162	191~207
岩性		泥層夾砂層	泥層夾沙層	泥層夾沙層	泥層夾沙層
參數	熱傳導係數 (W/m°C)	1.7	1.7	1.7	1.7
	密度(Kg/m ³)	1800	1800	1800	1800
	比熱(J/kg°C)	2100	2100	2100	2100
	水平地溫梯度 (°C/m)	-8×10 ⁻⁵	-8×10 ⁻⁵	-8×10 ⁻⁵	-8×10 ⁻⁵
	水平流速(m/s)	3~60×10 ⁻⁸	3~60×10 ⁻⁸	3~60×10 ⁻⁸	3~60×10 ⁻⁸
	時段(年月)	201602- 202204	201602- 202204	201602- 202204	201602- 202204
	模擬月數	74	74	74	74
模擬 結果	垂直流速(m/s)	2.0 ×10 ⁻⁸	1.0 ×10 ⁻⁸	<1.0×10 ⁻⁸	-1.0 ×10 ⁻⁸
	垂直流向	往下	往下	註 1	往上
	平均誤差(°C)	0.008	0.003	<0.016	0.002
	流向與水位數據	相符	相符		相符

註 1: 流速效應小於熱傳導

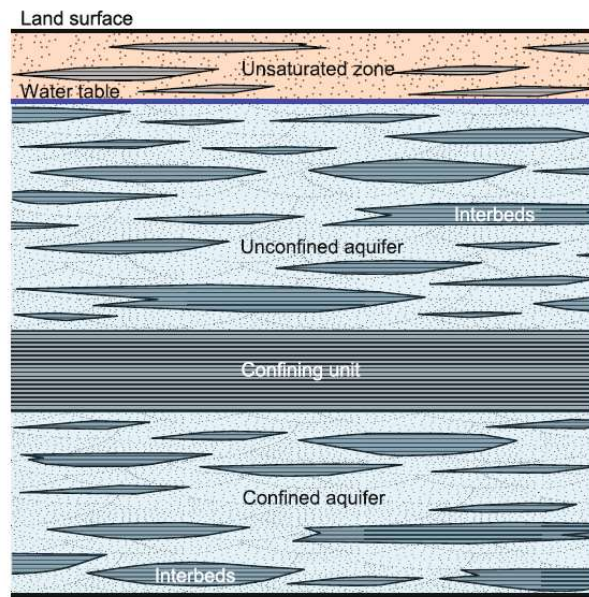


圖 1 泥層在含水層系統中分布並非均一，例如厚薄不一，或與砂層互層，或是透鏡狀尖滅(取自 Galloway and Burbey, 2011)。

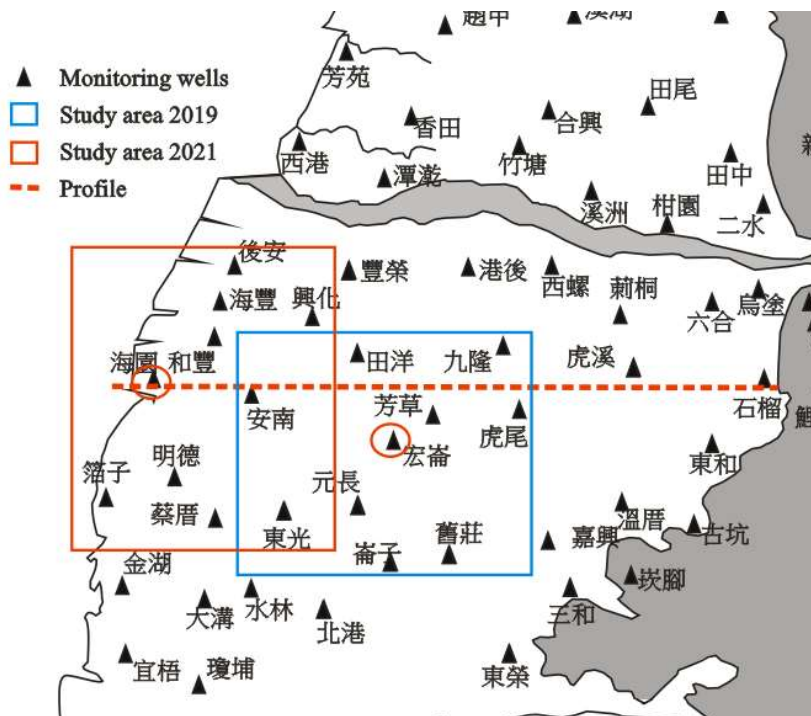


圖 2 濁水溪沖積扇部分觀測井的位置，2019-2020 研究宏崙及舊庄井，2021 年預計研究海園及附近的觀測井，水文地質剖面請見圖 3 (修改自陳 2020)

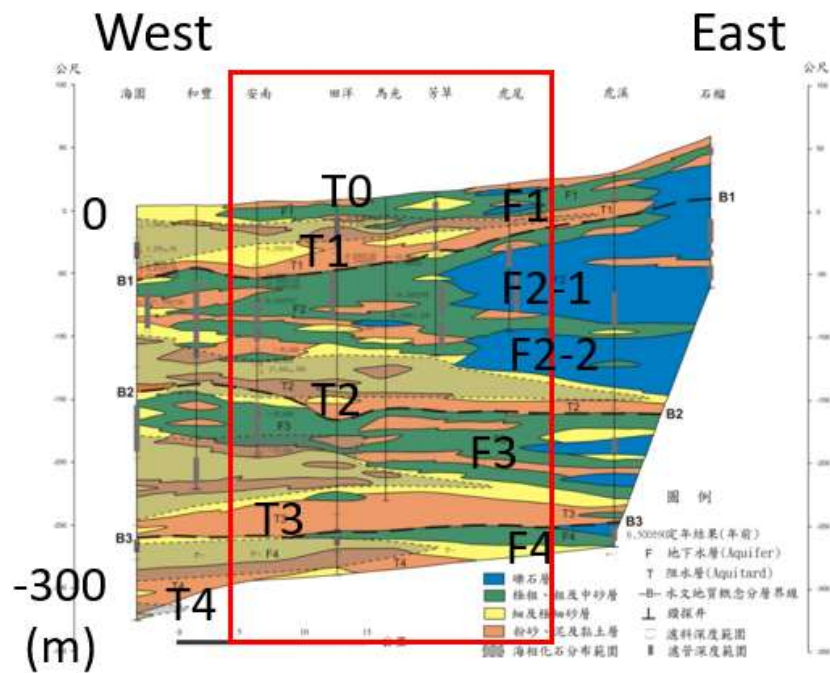


圖 3 雲林石榴至海園之水文地質剖面，至地面下 350m 有 4 個主要含水層及 5 個阻水層，其中 F2 又可分為 2 層 (修改自經濟部中央地質調查所 2014)

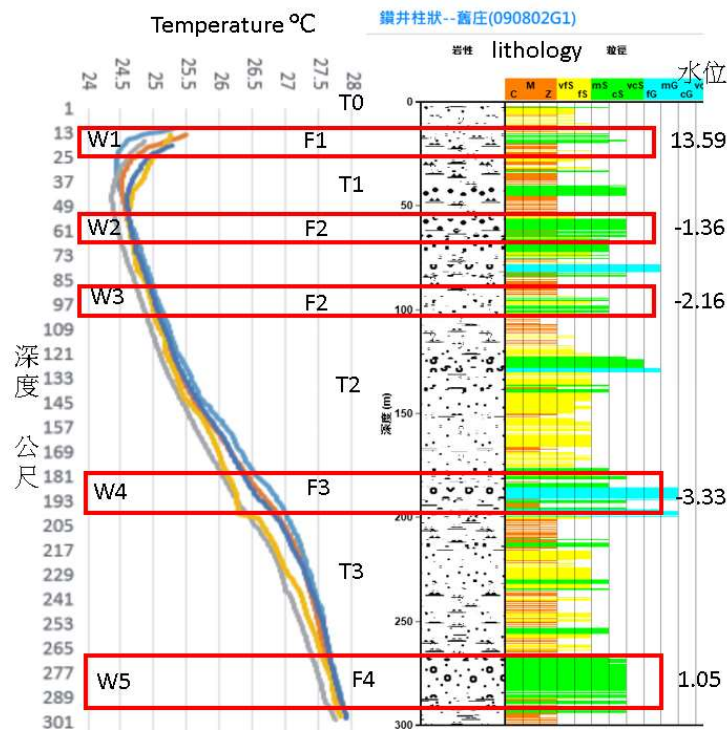


圖 4 舊庄井之地層柱及垂直井溫，共設有 5 口分層觀測井 W1-W5，4 個含水層 (F1-F4)，4 個阻水層(T0-T3)(陳 2020)



圖 5 溫度及水壓量測儀器 (A)加拿大 RBR 溫度測棒；(B)美國 In-situ Troll 水壓自記測棒

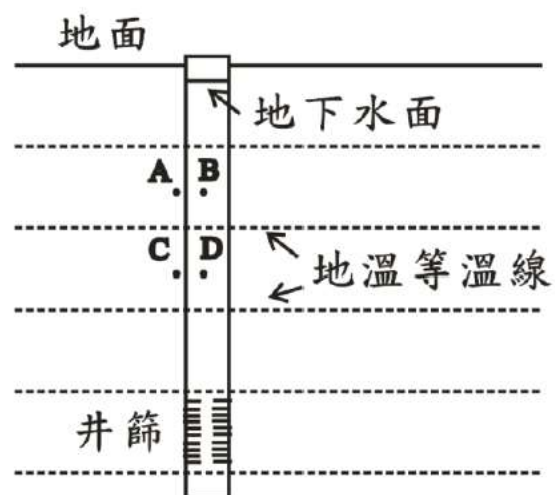


圖 6 井內水溫量測點 (B 或 D) 假設與井外地溫達平衡 (A 或 C)。(陳文福等 2017)

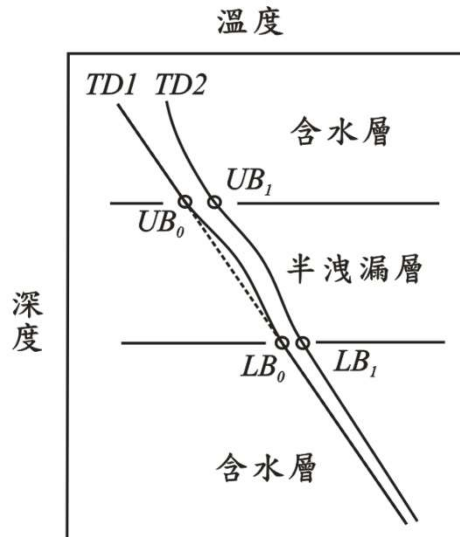


圖 7 兩次垂直井溫線呈現邊界值變動，第一次量測時(TD1)阻水層的上邊界為 UB_0 ，第二次(TD2)為 UB_1 ，下邊界為 LB_0 及 LB_1 。(修改自 Chen and Bense, 2019)

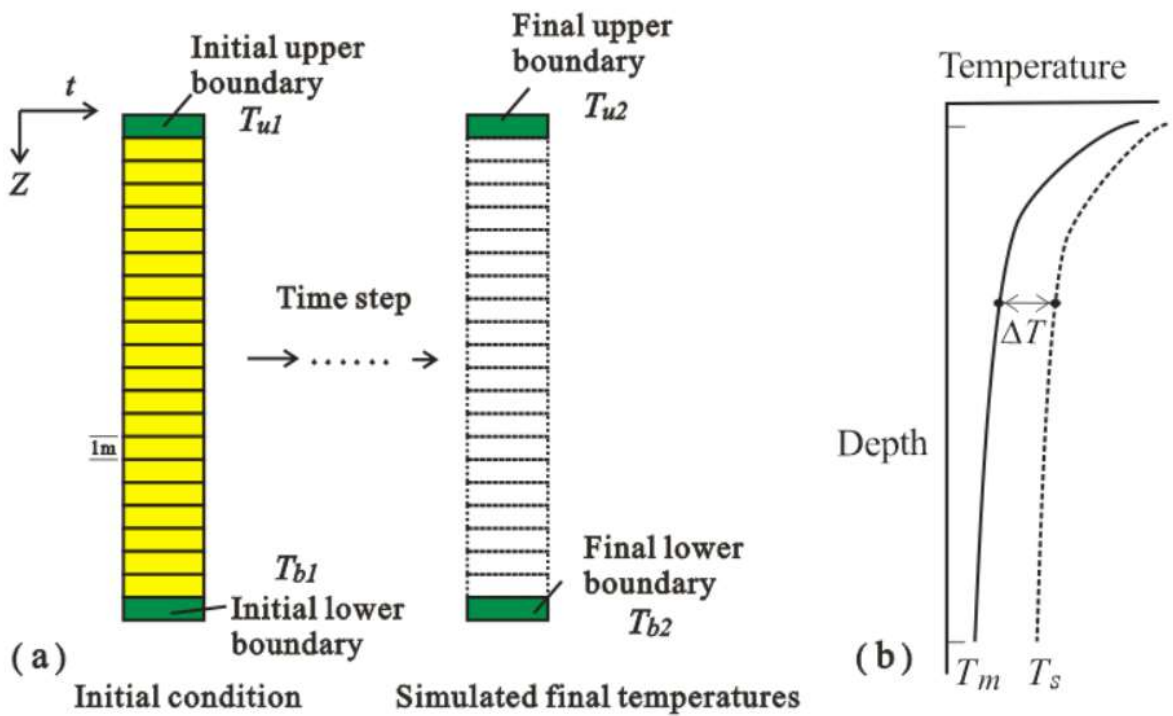


圖 8 垂直井溫之垂直網格及計算過程，(A)第一次量測線設定為始初值，上下邊界為兩次量測值的內差，總時間為兩次量測的間格；(B)最後模擬曲線為 T_s 與量測曲線 T_m 相減可得溫度之誤差值。(修改自 Chen and Bense, 2019)

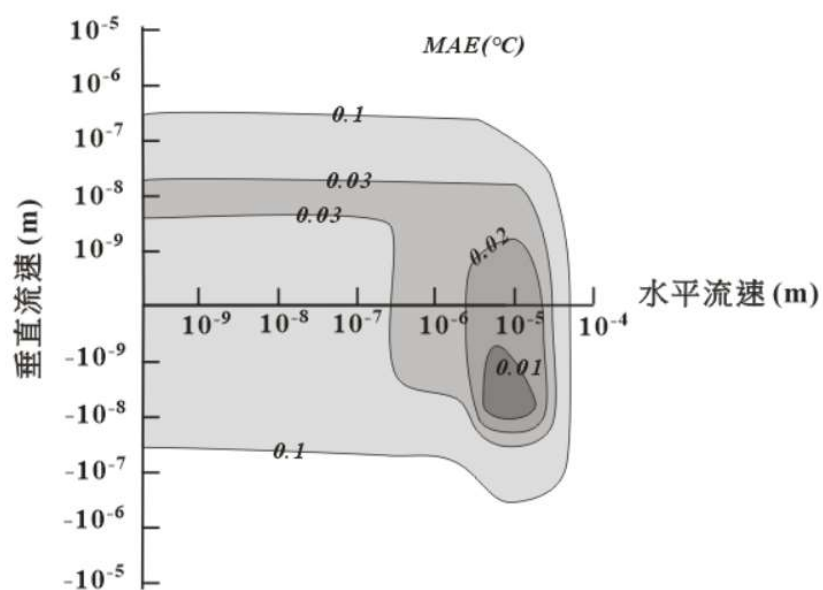


圖 9 Reiter(2001)RBP 監測井之所有地下水流場解之誤差值(MAE)分布(陳 2020)

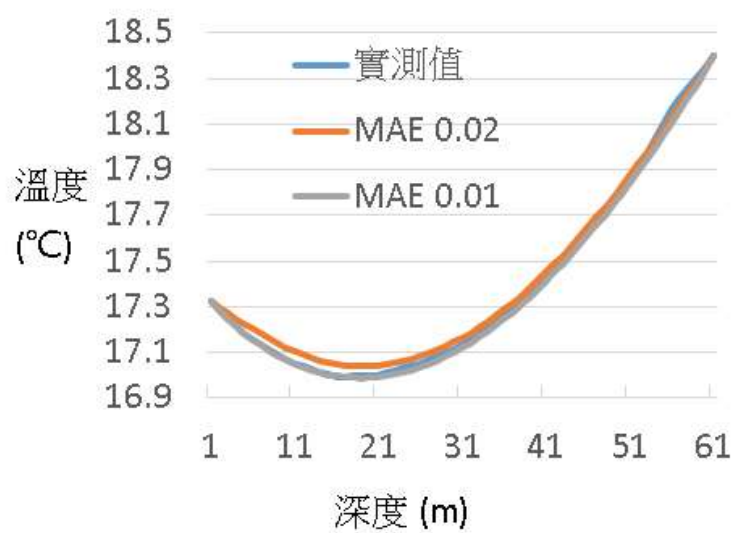


圖 10 Reiter(2001)RBP 監測井之模擬與實測比對(陳 2020)

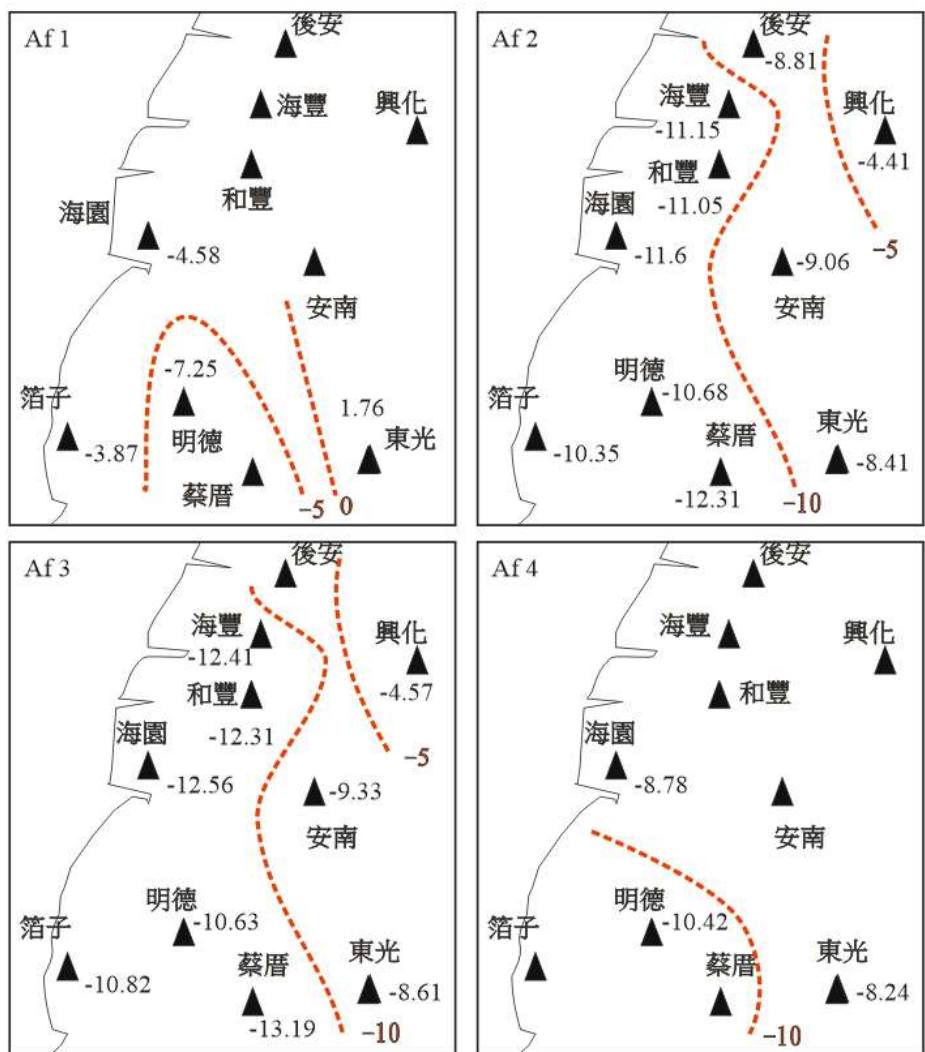


圖 11 由 2016 年水位推估之各含水層水平流向

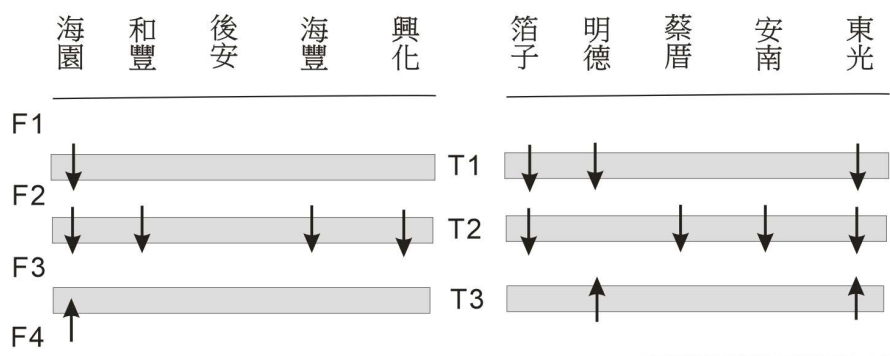


圖 12 由 2016 年水位推估之各阻水層垂直流向

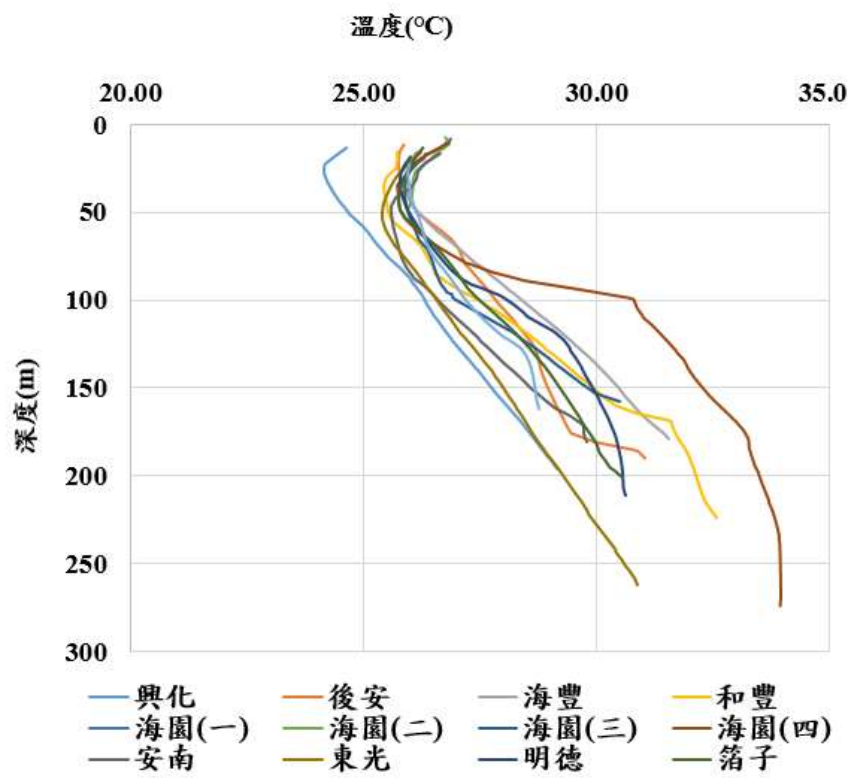


圖 13 本研究 2020 年實測之垂直井溫

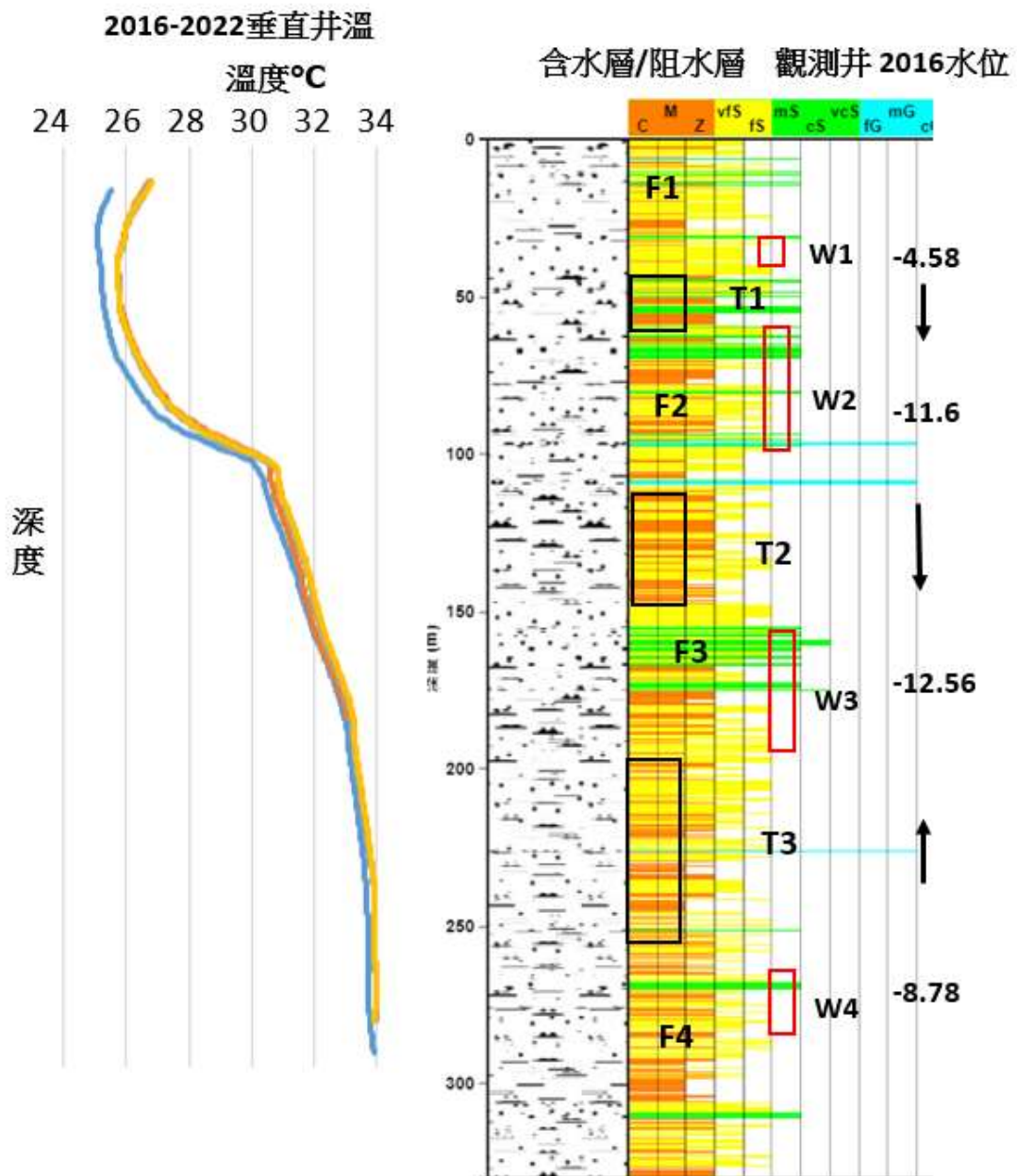


圖 14 海園井的垂直井溫及水文地質柱狀圖(代號 W 表示為觀測井，T 為阻水層，F 為含水層)

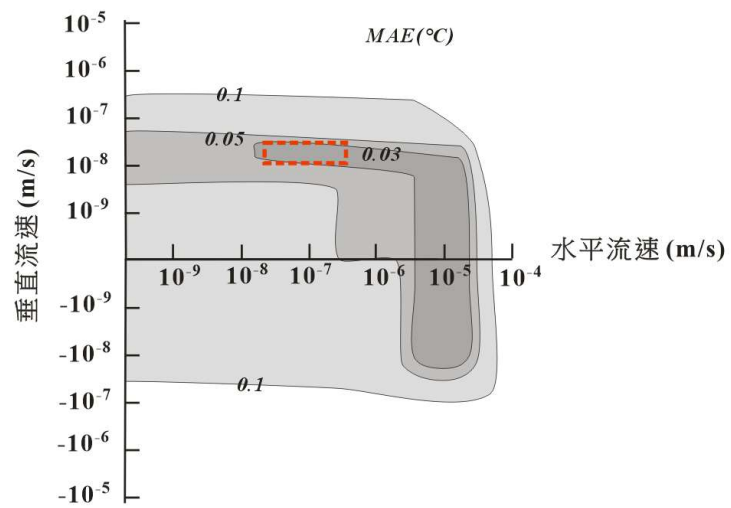


圖 15 海園第一阻水層 T1 流速模擬的誤差分布(紅框為水位推算之水平流速分布範圍)

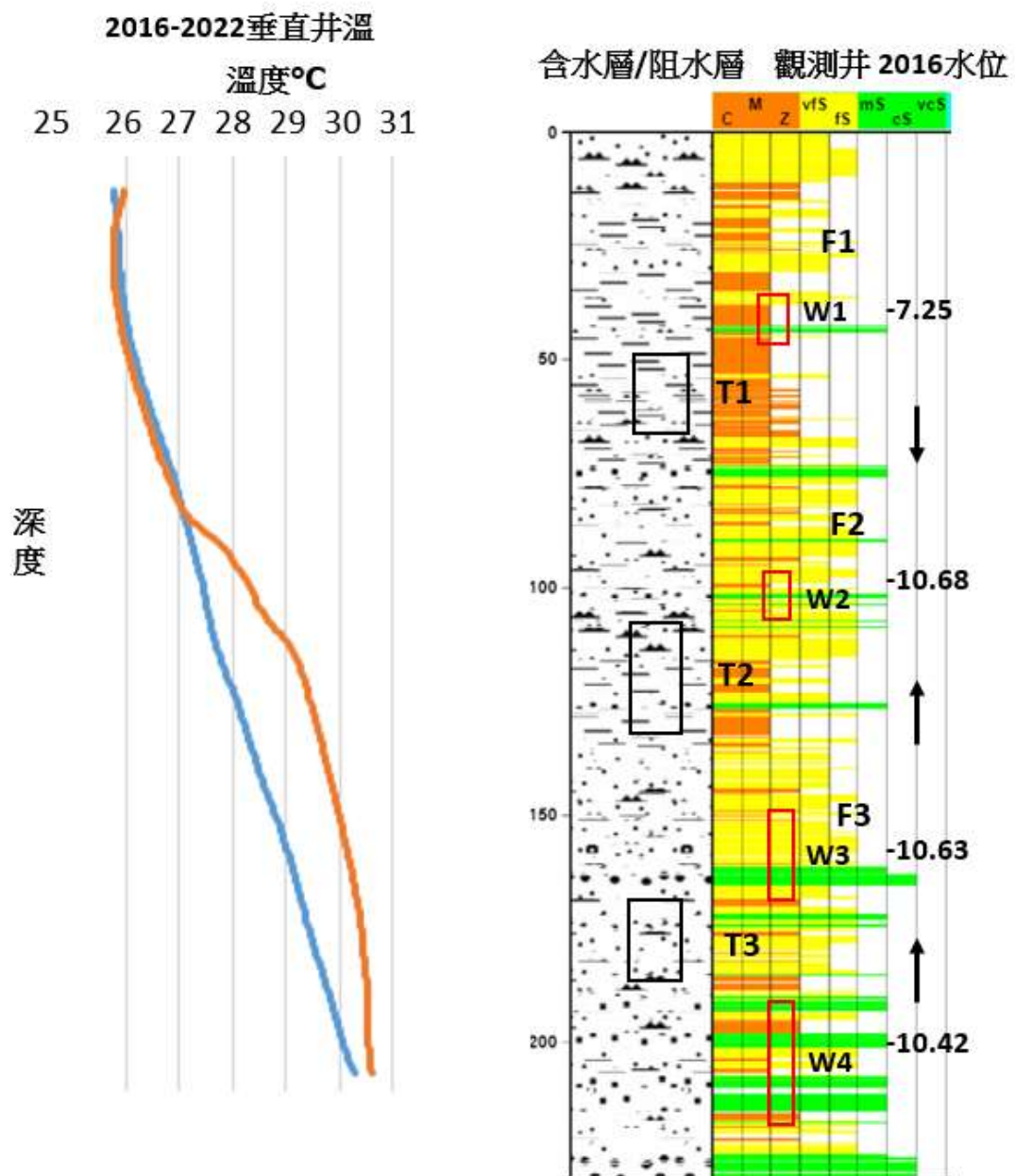


圖 16 明德井的垂直井溫及水文地質柱狀圖

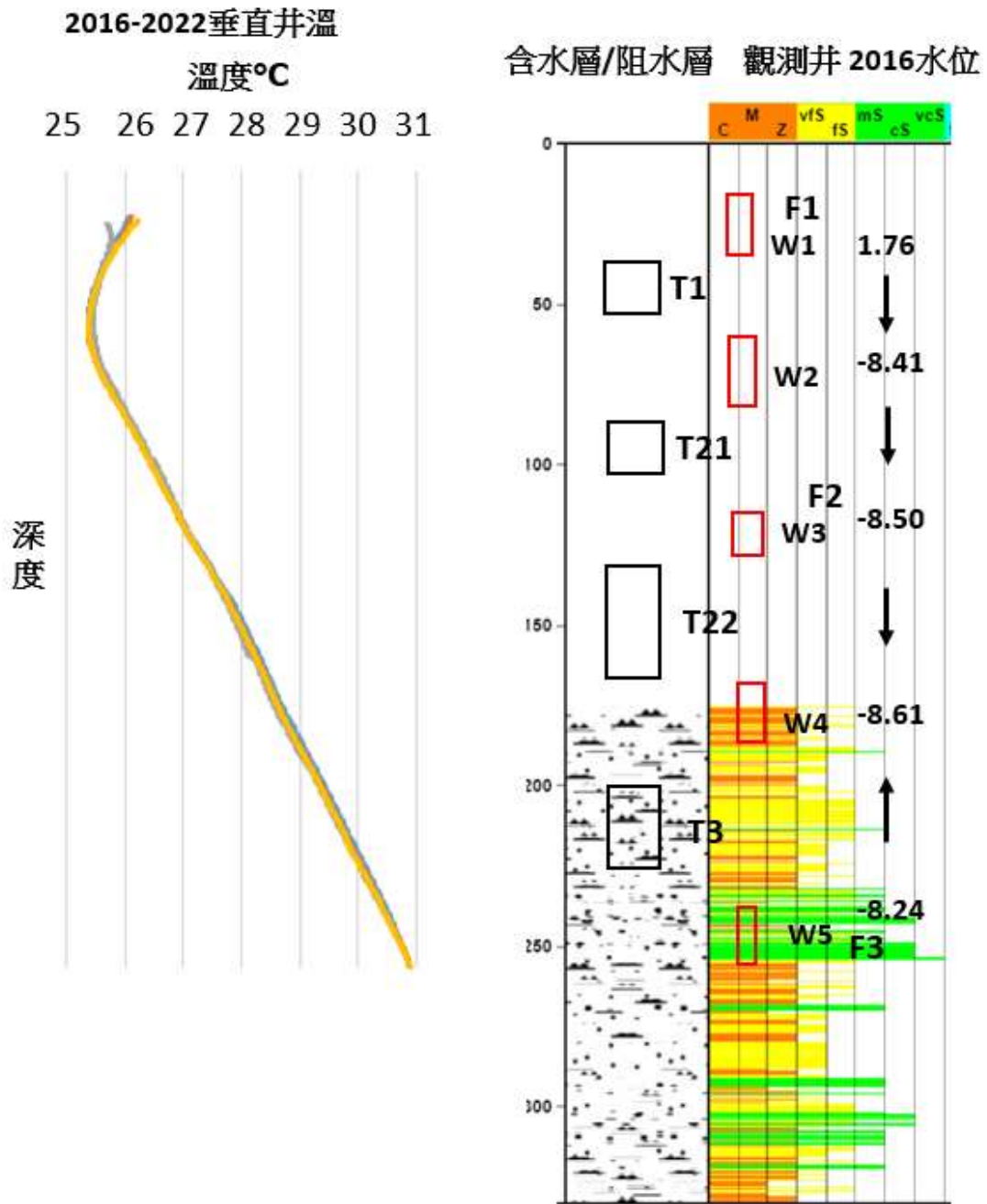


圖 17 東光井的垂直井溫及水文地質柱狀圖

110年度專題研究計畫成果彙整表

計畫主持人：陳文福			計畫編號：110-2116-M-041-001-		
計畫名稱：垂直井溫推算阻水層之現地垂直水力傳導係數					
成果項目			量化	單位	質化 (說明：各成果項目請附佐證資料或細項說明，如期刊名稱、年份、卷期、起訖頁數、證號...等)
國內	學術性論文	期刊論文	0	篇	陳文福*、林燕初、賴慈華、邵屏華、黃智昭（2022）濁水溪扇頂扇央河道出入滲之研究。中華民國地質學會111年年會暨學術研討會，6月7-9日，南港展覽館，台北。
		研討會論文	1		
		專書	0	本	
		專書論文	0	章	
		技術報告	0	篇	
		其他	0	篇	
		國外	學術性論文	期刊論文	0
研討會論文	0				
專書	0			本	
專書論文	0			章	
技術報告	0			篇	
其他	0			篇	
參與計畫人力	本國籍			大專生	1
		碩士生	1	溫泉所一年級蕭美榆	
		博士生	0		
		博士級研究人員	0		
		專任人員	0		
	非本國籍	大專生	0		
		碩士生	0		
		博士生	0		
		博士級研究人員	0		
		專任人員	0		
其他成果 (無法以量化表達之成果如辦理學術活動、獲得獎項、重要國際合作、研究成果國際影響力及其他協助產業技術發展之具體效益事項等，請以文字敘述填列。)					