

---

**坡地土砂災害觀測資訊進階加值分析與應用**  
**Added-value analysis and application of**  
**monitoring data on slopeland disaster**

---

**成果報告書**

執行單位：國立臺灣大學

執行期間：109年1月1日至109年12月31日

計畫主持人：劉格非 教授

**行政院農業委員會水土保持局 編印**

**中華民國 109 年 12 月**

(本報告書內容及建議純屬執行單位意見，僅供本局施政參考)



## 摘要

目前土石流觀測站鮮少被應用於預警或其它加值研究使用，因此本計畫擬透過觀測站最常使用的兩種觀測資料：影像與地聲，發展可用於預警的加值運算，並以整合式互動網站呈現最後應用方式。影像分析部分，本計畫完成以總灰階值偵測土石流抵達時間，並以多區域法估算土石流波速，並提出以灰階值的多次傅立葉轉換方法，估算畫面中巨石粒徑。地聲振動訊號方面，本計畫完成以振動訊號時變率來偵測土石流抵達，以震聲波理論推估現地地聲檢知器安裝的環境可能產生的干擾訊號，同時建立地聲訊號與流量與流速的初步關係。所有的偵測與計算方式，都加入監測加值，以神木村的現場觀測資料建立互動式網站，同時建立神木監測站整個集水區的相關資料，包含：歷年航照、衛星照比對、崩坍沖蝕變化、360 度虛擬實相片、過去事件整理與示範等。

**關鍵詞：**影像分析、震聲波、預警、土石流





## **Abstract**

Debris flow monitoring system is rarely used for warning or research. This project will utilize the most used equipment: CCD and geophone as the main focus for added value operation. The results will be shown through an interactive website. For CCD images, the total variation of the grey level is used to calculate the debris flow arrival time, velocity, celerity of debris flows, and multiple Fast Fourier Transform is applied to estimated the diameter of out of scale huge boulder. For geophone data, multi-scale perturbation is used to construct the signal variation through media, and the possible resonant frequency is found. Variation of the amplitude of the vibration signal is used to detect the arrival of debris flows. The relationship between the amplitude of the vibration signal is correlated to flow rate and surface velocity. All added value results will be focused on Shen–Mu monitoring station. All data and research results will be shown and used for Shen-Mu international research center. As a base for whole information, results of landslides and erosion amount distribution is computed using aerial photos. The 360 virtual photos for different years were uploaded and the past event data is constructed.

**Keywords:** Images analysis, Seismo-acoustic wave, Warning, Debris flows



## 目次

摘要 .....	I
ABSTRACT .....	III
目次 .....	V
表次 .....	VIII
圖次 .....	IX
<b>第一章 前言 .....</b>	<b>1-1</b>
第一節 計畫目的 .....	1-1
第二節 擬解決問題與解決問題重點 .....	1-2
第三節 重要工作項目及實施辦法 .....	1-3
第四節 預期效益與評核標準 .....	1-4
<b>第二章 地聲訊號偵測土石流與預警 .....</b>	<b>2-1</b>
第一節 地聲預警研究 .....	2-1
第二節 地聲訊號偵測土石流與流速方法 .....	2-2
第三節 土石流事件分析 .....	2-5
第四節 土石流警戒條件之探討 .....	2-7
第五節 土石流平均波速 .....	2-8
<b>第三章 地聲頻率與流速和流量 .....</b>	<b>3-1</b>
第一節 基本理論 .....	3-1
第二節 水槽試驗 .....	3-13
第三節 試驗資料分析 .....	3-23
第四節 地聲與流量 .....	3-32

<b>第四章 地聲安裝於壩內的狀況</b> .....	<b>4-1</b>
第一節 基本理論 .....	4-1
第二節 邊界條件和起始條件 .....	4-2
第三節 解方程式 .....	4-3
第四節 大壩邊界與波的振幅 .....	4-6
第五節 試驗驗證 .....	4-14
<b>第五章 影像分析</b> .....	<b>5-1</b>
第一節 以影像偵測土石流 .....	5-1
第二節 以影像偵測土石流 .....	5-2
第三節 流速估算方法 .....	5-22
第四節 利用影像萃取流況中之巨石粒徑 .....	5-26
第五節 小結 .....	5-32
<b>第六章 土石流資訊展示與分析系統</b> .....	<b>6-1</b>
<b>第七章 土石流數值模擬與預警</b> .....	<b>7-1</b>
第一節 土石流數值模式 .....	7-1
第二節 DEBRIS-2D 土石流模式簡介.....	7-3
第三節 土石流料源體積量與分佈 .....	7-5
第四節 土石流流變參數之估計 .....	7-13
第五節 土石流模擬結果 .....	7-20
第六節 預警建議 .....	7-25
<b>第八章 結論與建議</b> .....	<b>8-1</b>
第一節 結論 .....	8-1
第二節 建議 .....	8-2

參考文獻.....	參-1
附錄一:期刊論文發表 .....	附錄-1
附錄二:計畫審查意見回覆 .....	附錄-3
附錄三:期中審查意見 .....	附錄-5
附錄四:期末審查意見 .....	附錄-11
附錄五:本案研究紀錄 .....	附錄-17
附錄六:與機關往來公文 .....	附錄-19

## 表次

表 1.1 研究績效指標.....	1-4
表 1.2 評核標準.....	1-5
表 2.1 不同條件下的土石流警戒條件與判釋時間.....	2-7
表 3.1 攝影機規格.....	3-18
表 3.2 實驗數據.....	3-29
表 4.1 大壩邊界之反射係數與透射係數.....	4-13
表 5.2 總灰階值法應用於實驗二前鋒偵測之偵測時間.....	5-19
表 5.3 總灰階值法應用於現地影像土石流前鋒偵測.....	5-22
表 5.4 室內水槽試驗以多 ROI 計算平均流速.....	5-23
表 7.1 應用於不同類型的土石流數值模擬模式.....	7-1
表 7.2 土石流數值模擬之所需參數(以 FLO-2D 與 DEBRIS-2D 為例) .....	7-2
表 7.3 河床質樣本採樣與土石流流變參數樣本採樣之比較.....	7-17
表 7.4 試驗樣本之流體參數與估計之降伏應力.....	7-19
表 7.5 土石流模擬之輸入參數.....	7-20

## 圖次

- 圖 2.1 愛玉子溪歷年土石流事件之振幅與時頻分析.....2-5
- 圖 2.2 事件前與事件中之能量頻譜與特徵頻率區段之估計；紅線為事件中頻譜能量之平均值加一倍標準差處.....2-6
- 圖 3.1 理想土石流震聲源與波導環境示意圖；(a)定型波土石流震聲源作用於理想軸對稱渠道地層之示意圖；(b)地聲波導橫斷面圖；深灰色軸為 $(x, y, z, t)$ 卡氏座標系，黑色軸為 $(\xi, r, \theta, \eta)$ 移動圓柱座標系，紅色斜線為土石流斷面，淺灰色為地聲波傳區域...3-4
- 圖 3.2 實驗配置簡易圖.....3-13
- 圖 3.3 水槽尺寸及坡度.....3-14
- 圖 3.4 試驗使用之砂石材料；(a)以篩砂時停留於 10 號篩(2mm)的石頭做為小粒徑材料，其平均粒徑為 3.34mm、乾砂密度為 1591.02kgm<sup>3</sup>、飽和濕砂密度為 1958.45kgm<sup>3</sup>，(b)停留於38inch (9.5mm)篩網上的石頭做為大粒徑材料，其平均粒徑為 11.65mm 乾砂密度為 1648.36kgm<sup>3</sup>、飽和濕砂密度為 2058.02kgm<sup>3</sup>。 .3-15
- 圖 3.5 供水系統之配置.....3-16
- 圖 3.6 地聲儀和資料輸入器 (a) 三軸地聲儀(b) 連接電腦的資料輸入器(c) 地聲檢知器的響應曲線.....3-17
- 圖 3.7 相機架設位置圖.....3-18
- 圖 3.8 圖示為實驗設置圖，包括地聲儀和錄影機的位置.....3-20
- 圖 3.9 水槽底床設置步驟 (a)固定地聲儀 (b)鋪上細顆粒 (c) 鋪上粗顆粒 (d) 最上層再鋪上細顆粒 (e) 完整實驗設置及地聲儀位置.....3-21
- 圖 3.10 圖示為使用鋼製 hollow dam 第四組實驗實驗配置圖 .....3-22

圖 3.11 用三峰模型和單峰模型做出的回歸結果對比，實驗(b) 和 (c)用兩個模型做出來的結果很相近，實驗(a)有一些差距且實驗(d)在四組實驗中有最大差距.....	3-24
圖 3.12 四個試驗頻率與表面流速結果對比，(a)試驗一(b)試驗二 (c)試驗三(d)試驗四。 .....	3-25
圖 3.13 實驗一正規化頻率/速度對速度的平方的作圖 .....	3-27
圖 3.14 實驗二正規化頻率/速度對速度的平方的作圖 .....	3-27
圖 3.15 實驗三正規化頻率/速度對速度的平方的作圖 .....	3-28
圖 3.16 實驗四正規化頻率/速度對速度的平方的作圖 .....	3-28
圖 3.17 單獨計算實驗 1 至 4 數據.....	3-30
圖 3.18 實驗數據圖表.....	3-31
圖 3.19 0-60Hz 頻率區間能量與流量之關係.....	3-32
圖 3.20 40-60Hz 的釋放能量.....	3-32
圖 4.1 土石流的聲場環境.....	4-1
圖 4.2 地聲實驗中使用水槽的模型.....	4-14
圖 4.3 使用的大壩模型.....	4-15
圖 4.4 Geophone2：修正前以及修正後的頻域圖 .....	4-15
圖 4.5 Geophone3：修正前以及修正後的頻域圖 .....	4-16
圖 5.1 2004 年 7 月 2 日愛玉子溪土石流之影像灰階值分布隨時間變化圖；a. ROI 中影像灰階值分布隨時間變化圖，b 與 c 分別為 a 圖上三個時間點之原始影像以及灰階值分布圖。其中，灰階值分布圖之橫坐標採用 256 種灰階值，座標軸旁繪有該灰階值於影像中相對應的亮度，縱軸為 ROI 影像中該灰階值的像數量佔總像素量的比例，黑色垂直線代表 ROI 平均灰階值的位置；(1)土石流前鋒尚未進入 ROI，影像平均灰階值為 109.835，(2)土石流前	



鋒到達 ROI 中心處，影像平均灰階值為 104.079，(3)土石流前鋒通過 ROI 下游邊界，影像平均灰階值為 88.483。.....	5-6
圖 5.2 中央平均移動法示意圖.....	5-8
圖 5.3 偵測土石流事件之流程圖.....	5-10
圖 5.4 實驗水槽以及 ROI 位置圖；ab 分別為攝影機 1、2 之影像畫面，(1)(2)(3)分別為實驗 1、2、3.....	5-15
圖 5.5 實驗 1 之影片說明(攝影機 1)；實驗一的底床鋪設少鋪了表層的小顆粒，當土石流流經時與大顆粒砂石間的摩擦力較大，因此在影片後段土石流流動近乎停止。開啟閘門後，水花較土石流前鋒更早進入影像畫面中(圖 c.(3))。a. ROI 位置 b.ROI 中灰階值分布隨時間變化圖 c. 為 a 圖中五個時間點所相對應之影像畫面...5-	16
圖 5.6 實驗 2 之影片說明(攝影機 1)；閘門開啟後，水花較前峰更早進入影像中，相較於實驗 1 與 3，此次實驗之前鋒較不明顯，實驗後期有大量水進入畫面。.....	5-17
圖 5.7 實驗 3 之影片說明(攝影機 1)；在閘門開啟前，水由水槽上游溢出，導致部分表層小粒徑砂石被沖刷(圖 c.(2))。.....	5-18
圖 5.8 案例 1 隨時間變化之影像(以時間間隔 5 秒擷取影像畫面)...	5-20
圖 5.9 比較選取 ROI 與否之影像和灰階值隨時間變化圖；(a)無定義 ROI 之情況，灰階值分布介於 95 至 125 之間；(b)為定義 ROI 之情況，灰階值分布介於 80 至 140 之間.....	5-21
圖 5.10 ROI 的選取；(1)影像可拍攝的水槽範圍，長為 280 公分，寬為 60 公分；(2)以尺寸長 40 公分、寬 60 公分連續選取七個不重疊的 ROI。.....	5-23
圖 5.11 愛玉子溪敏督利颱風影片中上下游兩個 ROI 位置.....	5-25

圖 5.12 土石流前鋒接觸 ROI 上游邊界之影像；(1)ROI1 之影像，時間為 22.2 秒 (2)ROI2 之影像，時間為 25.867 秒.....	5-25
圖 5.13 二值化影像之矩形物體座標示意圖.....	5-27
圖 5.14 二值化影像之二維陣列轉為一維陣列之過程.....	5-27
圖 5.15 理論案例之原始影像與重新組合後之一維陣列.....	5-29
圖 5.16 理論案例一維陣列之傅立葉轉換結果.....	5-29
圖 5.17 理論案例一維陣列之第二次傅立葉轉換結果.....	5-30
圖 5.18 單一圓形顆粒與粒徑差異極大之兩圓形顆粒之測試；其中 43.75cm=111pixel.....	5-31
圖 5.19 現場影片截圖之測試.....	5-32
圖 6.1 展示系統首頁.....	6-1
圖 6.2 展示網頁中心整體監測設施圖.....	6-2
圖 6.3 展示網頁之功能.....	6-2
圖 6.4 資料下載與查詢頁面(以一分鐘為一筆資料).....	6-3
圖 6.5 展示中的歷年衛星影像.....	6-3
圖 6.6 敏督利颱風實際紀錄與分析結果；包含攝影機與地聲分析 ...	6-4
圖 6.7 愛玉子溪 360 度環場照.....	6-4
圖 6.8 GIS 資料比對；包含等高線圖、航拍圖、裸露地判釋、地形侵蝕與堆積等計算圖.....	6-5
圖 6.9 95202097 140217g 37~0305 hr4，其中 95202097 為圖號 140217 代表 2014-02-17 日的照片.....	6-5
圖 7.1 愛玉子溪集水區之航拍正攝影像；(a) 2008 年(b) 2014 年(c) 2017 年.....	7-9
圖 7.2 愛玉子溪集水區之裸露地範圍判釋；(a) 2008 年(b) 2014 年(c) 2017 年.....	7-10

圖 7.3 愛玉子溪集水區之地表侵蝕與堆積；(a) 2008 年至 2014 年間(b) 2014 年至 2017 年間.....	7-11
圖 7.4 土石流初始料源之流深分佈.....	7-12
圖 7.5 土石流流動過程之弱剪層與強剪層示意圖.....	7-13
圖 7.6 傾斜平板試驗渠道.....	7-15
圖 7.7 傾斜平板試驗過程與萃取之流深頗面.....	7-15
圖 7.8 愛玉子溪土砂料源現場採樣點位與列表.....	7-18
圖 7.9 傾斜平板試驗達穩態時之頗面影像.....	7-18
圖 7.10 影像擷取之流深變化與降伏應力檢定結果.....	7-19
圖 7.12 降伏應力為 942 Pa 時之土石流數值模擬結果.....	7-22
圖 7.13 降伏應力為 610 Pa 時之土石流數值模擬結果.....	7-23
圖 7.14 降伏應力為 124 Pa 時之土石流數值模擬結果.....	7-24



## 第一章 前言

### 第一節 計畫目的

行政院農業委員會水土保持局(簡稱水保局)基於職司山坡地保育利用之責，自民國 91 年開始，陸續發展土石流防災觀測科技，期能更加精進坡地土砂災害之觀測科技研究及發展。目前在應用的系統，有以下待改進的方向：

- 一、目前土石流觀測站都有紀錄影像與地聲的資料，但尚未結合適當的加值分析流程，要將觀測站資料做加值分析，觀測站的應用與預警效果才會提升。
- 二、觀測站資料在加值後需要一套即時展示與比較資料的系統，才能讓使用者一目了然，並針對比較的資料做決策。
- 三、在地聲的分析上，過去已有大量研究，如：振動訊號與水位或河床載的關係(Mizuyama, 2010；Rickenmann,2017；Chao et al., 2015)、訊號的振幅或能量與流動深度的關係(Arattano and Moia, 1999；Kean et al.,2015；Coviello et al.,2015)、振動頻率分佈與土石流的關係(劉格非與李欣輯，1999；周憲德等人，2013、2015；Huang et al., 2004、2007)等。但卻從來沒有實際利用於現場即時預警成功的案例。新方法利用自動門檻值(魏士超與劉格非，2019)已證明可利用來預警，但也尚未真正應用於現場。
- 四、地聲訊號應用於現場，又有隨傳遞介質不同而產生不同訊號的問題，進而影響到應用於現場估算流速與流深等資訊。
- 五、在影像利用上，最常用的光流法 (Farneback, 2002; 2003)可以估算表面流速，但在應用在土石流的影像上，誤差都非常大，因此必須

重新發展可應用於土石流影像預警與表面流速的演算方式。同時影像還富含其它如：水位大石頭粒徑等資料，應該同步將這些資料都萃取出來。

六、由於地聲安裝位置對訊號有很大的影響，從國內外的文獻回顧發現，過去有很多事件，旁邊有裝設地聲檢知器，但是卻無法得到訊號，或得到不同訊號的案例很多，因此有必要針對裝設與應用部分做從基礎理論上的探討。

## 第二節 擬解決問題與解決問題重點

依據前節計畫目的，本節將針對各工作項目說明問題與擬解決之研究方法如下

- 一、建構神木土石流觀測站地聲資訊分析演算系統：發展神木村地聲資訊結合分析軟體，由多個地聲系統,產生土石流波速，流量等估算值，並提供下游預警點的災害發生時間。
- 二、神木土石流觀測站地聲訊號模擬演算：模擬地聲放在河岸邊坡與安裝於連續潛壩垂直溪流兩者訊號差異。
- 三、神木土石流觀測站地聲訊號模擬推估土石流流速：由地聲頻率改變推估土石流波速。
- 四、建構土石流觀測站影像分析演算系統：系統結合分析軟體,由影像資料,產生土石流到達時間,大粒徑石頭速度等資訊。
- 五、神木土石流觀測站集水區網頁規劃建置：包含即時資料偵測預警測試、基本資料建置、雨量分析、地質與 DEM 套疊等功能。

### 第三節 重要工作項目及實施辦法

- 一、發展神木村地聲資訊結合分析軟體，由地面多個地聲探測器偵測，產生土石流波速、流量等估算值，並提供下游預警點的災害發生時間
  - (一) 分析軟體必須藉由室內試驗和理論分析驗證
  - (二) 分析軟體以歷史事件測試
  - (三) 分析軟體安裝於現場系統，並在未來使用現場事件測試
- 二、模擬地聲放在河岸邊與安裝於垂直溪流的連續潛壩中訊號差異，並給予安裝建議以振動理論，配合室內試驗，驗證訊號在特徵頻率與強度上的差異
- 三、由地聲頻率改變推估土石流波速以地聲頻率與土石流流速或波速的關係，以試驗與理論驗證，用特徵頻率改變曲線推估波速的準確度
- 四、影像分析系統結合軟體，由影像資料，產生土石流到達時間，大粒徑石頭速度和流況
  - (一) 以總灰階值法，確認到達時間的預警
  - (二) 以總灰階值變化法，估顆粒流速
  - (三) 以總灰階值變化法，估算前鋒波速
- 五、神木集集水區網站建置，功能包含
  - (一) 影像與地聲即時資料偵測預警和測試
  - (二) 任何科研軟體安裝與系統配合服務能力
  - (三) 基本資料分析加值：雨量內插分析，DEM 與影像套疊等功能

## 第四節 預期效益與評核標準

### 一、預期效益

在本研究計畫的預期效益中，主要落於監測資料的加值分析，其帶動未來監測資料加值分析的效益，並非本研究可量化，故先針對目前研究做簡單的評估如下。

由於本計畫之研究皆為過去較少人接觸的新研究，故每個工作項目皆可產出期刊文章，但也因為本研究皆為過去較少人接觸的新研究，結果產出後，審查時間很難掌握。預估的相關的績效指標如下表 1.1。

表 1.1 研究績效指標

共通性 指標 項目	細項指標	預估 量化值 (原始)	預估 量化值 (期中 更新)	預估 量化值 (期末 更新)	內涵說明
研發成果 學術著作 發表	國內期刊論文	1 篇	1 篇	1 篇	預計於年底投稿一篇以影像判釋土石流的分析至中文期刊，如：中華水土保持學報。
	國際期刊論文	1 篇	1 篇	2 篇	目前被接受兩篇論文，其中一篇已刊登於 Appl. Sci. (SCI)，一篇即將刊登於 Understanding and reducing Landslides disaster risk 專書(Scopus)。
	國內研 討會論 文	2 篇	0 篇	0 篇	因疫情研討會均停辦。
	國際研 討會論 文	2 篇	0 篇	0 篇	因疫情研討會均停辦。
	研究報 告	1 本	1 本	1 本	預計年底產出一本研究報告
人才 培育	人才培 育	3 人	4 人	4 人	一名博士，二名碩士，一名學士



## 二、期中期末評核標準

本計畫之期中與期末評核標準如表 1.2。針對期中報告所需評核的內容主要撰寫於第四章與第五章，而期末報告所需評估的地聲分析與展示系統則分別撰寫於第四章到第六章。

表 1.2 評核標準

檢核點	評核標準	參考內容
期中 報告	完成地聲理論分析基礎。	第二章(第二、三、四節) 第三章(第一節) 第四章(第一節)
	完成影像預警與流速分析理論。	第五章
	完成初步試驗成果	第三章(第二、三節) 第四章(第二節) 第五章(第二、三節)
	完成網頁雛形	第六章 <a href="http://ntu-test.csys.tw/">http://ntu-test.csys.tw/</a>
期末 報告	神木網頁資料分析與預警模組建構完成	第六章 <a href="http://ntu-test.csys.tw/">http://ntu-test.csys.tw/</a>
	地聲與影像理論分析配合試驗驗證完成。	第三章(第二、三節) 第四章(第二節)



## 第二章 地聲訊號偵測土石流與預警

### 第一節 地聲預警研究

透過地動訊號的分析，我們可以從量測位置的振動情況去反推振動源的相對應資訊，以河川輸砂或土石流的監測為例，國內外就有不少學者透過地動訊號去探討流況中的不同物理量，並透過試驗或現場監測數據證明地動訊號與流況有著極大的關連，如：振動訊號與水位或河床載的關係(Mizuyama, 2010；Rickenmann, 2017；Chao et al., 2015)、振動訊號的振幅或能量與土石流流動深度的關係(Arattano and Moia, 1999；Kean et al., 2015；Coviello et al., 2015)、振動頻率分佈與土石流的關係(劉格非與李欣輯，1999；周憲德等人，2013、2015；Huang et al., 2004、2007)等。由於地動訊號已被證明可反應出現場水文物理量等的變化，因此若要透過現場監測的地動訊號去判釋土石流是否發生，並依此對下游部落、村莊等保全對象發出土石流警戒則成為可實現的議題。

而透過地動訊號的監測中，雖然過去不同學者曾採用不同的地震儀(如：地聲探測器、寬頻地震儀、加速度規)進行分析研究，但因為應用在土石流監測上，儀器通常必須擺放於偏遠山區或電力較難到達之區域，因此絕大多數土石流觀測站所配置的地震儀都使用較為穩健(robustness)、省電且價錢較為低廉的地聲探測器(Abancó et al., 2014；Coviello et al., 2015)。以行政院農業委員會水土保持局(以下簡稱水保局)所設置的 21 個固定式土石流觀測站為例，地聲探測器也同樣是目前監測地動訊號的主要地震儀類型(短週期地震儀)，因此本文將針對地聲探測器的監測訊號進行分析。

在過去使用地聲警戒土石流的研究上，一般通常是使用振動速度

值做標準，當超過此值則是為土石流發生，而此值的決定則透過歷史土石流的最大振動速度去反推，如：美國地質調查所(U.S. Geological Survey)的監測系統(Hadley and LaHusen, 1995)、瑞士 Alps、西班牙 Pyrennes (Abancó et al., 2012)、義大利 Marderello 和 Gatria (Coviello et al., 2015)等土石流監測系統。類似的概念也曾被改良，Abancó et al. (2012; 2014)就將紀錄振動速度改成紀錄原始電壓(脈衝法)，並應用於西班牙 Rebaixader 監測站，方耀民等人(2008)也曾使用小波轉換(Wavelet transform)的小波能量去建立愛玉子溪的參考門檻值，Schimmel and Hübl (2015)則結合地聲與次聲去做交互參照的預警判釋。雖然透過門檻值去判釋土石流是目前常用的方法，但至今還沒有一個尋找警戒門檻值的準則，警戒門檻值的決定還是流於經驗(Abancó et al., 2012)，因此如何有系統的建立土石流警戒門檻值也成為目前地聲警戒的重要研究方向。

## 第二節 地聲訊號偵測土石流與流速方法

在土石流的地聲觀測中，由於現場地層的傳遞介質多屬鬆散料源，受制於鬆散介質的消能現象，故地聲的探測往往只有數十公尺，因此地聲探測器往往會設置於離聲源(Acoustic Source)較近的位置，如：溪流岸邊、人工構造物上。另外也因為安裝位置靠近溪流，使得近溪流的地聲探測器會感測到溪水流動所造成的環境雜訊(Ambient Noise)。因為地聲探測器的安裝位置非常靠近聲源位置，使得訊號之波型較為複雜，因此若要透過地聲訊號判釋是否有土石流事件發生，最直接的方式即是透過比較不同時間區段的訊號能量差異或特徵頻率去決定是否有事件發生，以下將從時域(Time Domain)與頻域(Frequency Domain)的角度分別分析歷史事件。

## 一、時域分析方法

在地表振動速度的時間序列分析上，訊號的能量變化是了解土石流運移過程的主要依據，而地表振動速度的能量即為其振幅大小的平方，因此過去多數地聲研究中往往直接以振幅的變化去分析訊號，如常見的振幅法(Method of Amplitude)。此方法透過每秒平均的地表振動速度之振幅大小(Amplitude Level)簡化大量的時間序列資料(Arattano and Moia, 1999; Arattano, 1999; Abancó et al., 2014; Arattano et al., 2014; Coviello et al., 2015)，並藉此判斷地表振動速度隨時間的變化狀況。透過此方法可將三維的振動速度(三軸向)資料降為一維，並將資料頻率從 500 Hz 降為 1 Hz，即每秒 500 筆轉為每秒 1 筆。此法除了可用於判斷振幅大小的變化外，在實務操作上也可將資料做大幅的壓縮( $\approx 0.067\%$ )，減少事件中回傳的負載量。

而另一種常見的分析方法則為脈衝法(Method of Impulses)，此種方法是透過設定一個門檻值將振動訊號做二值化的分類，當電壓(或振動速度)低於此門檻值時，則視訊號為雜訊，超過設定門檻值時，則視為需記錄的事件，並藉此統計一小段時間內(如：1 秒)超過門檻值的資料數量或時間長度(Abancó et al., 2012; Abancó et al., 2014; Arattano et al., 2014)。類似的概念也常用於河床載(Bed Load)試驗中，用以記錄通過某斷面的底床跳動石頭(Saltating Grains)之數量與其對應的河床載輸砂量(Mizuyama et al., 2010; Rickenmann, 2017)。

以上兩種方法除了可透過轉化的資料判讀所需的資訊外，也可大幅壓縮原始資料，降低現場即時回傳的負載。但在使用上都必須先決定一個經驗門檻值，才有可能應用於預警，但是門檻值可能隨時間地點而變，無法恰當的選擇門檻值等於無法預警。因此本研究採取自動決定的

浮動門檻值的方式預警。

## 二、頻域分析方法

因此本文將採用基本的短時間轉換(STFT)做土石流事件的時頻分析，如式(2.1)。

$$X(n\Delta_t, m\Delta_f) = \sum_{p=nS-Q}^{nS+Q} w((nS-p)\Delta_\tau)x(p\Delta_\tau)e^{-j2\pi pm\Delta_\tau\Delta_f\Delta_\tau}$$

當 $|t| > B = Q\Delta_\tau$ 時，窗函數 $w(t) \cong 0$  (2.1)

其中 $x(p\Delta_\tau)$ 為離散的時域資料， $p\Delta_\tau$ 為時間 $\tau$ ， $\Delta_\tau$ 為輸入訊號的時間間隔(=0.002 秒)； $X(n\Delta_t, m\Delta_f)$ 為離散的時頻資料， $n\Delta_t$ 與 $m\Delta_f$ 分別為時間 $t$ 與頻率 $f$ ， $\Delta_t$ 與 $\Delta_f$ 分別為輸出時頻圖的時間與頻率間隔； $S = \frac{\Delta_t}{\Delta_\tau}$ 。

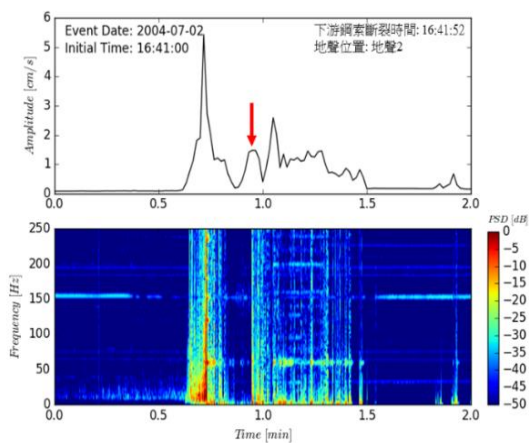
在 STFT 的使用過程中，要注意每一枝地聲探測器的響應曲線都有一個敏感下限，低於該下限，測得的能量就會差別很大，本研究使用的儀器能測得的頻寬下限為 5 Hz，意即在時間的精度上至少必須大於 0.2 秒的週期，才能測得 5 Hz 頻率的波，因此本文在 STFT 的時間窗上選用 256 個資料點( $\Delta_t=0.512$  秒)做計算，並在每個時間窗中與前個時間窗重疊 128 個資料點(1/2 的時間窗=0.256 秒)，以增加繪圖時的時間精度。其能量頻譜密度(power spectral density, PSD 或 power spectrum)以振動速度的平方( $|X(n\Delta_t, m\Delta_f)|^2$ )去計算，並將三軸的能量頻譜密度加總為總能量頻譜密度。由於事件中的能量往往遠大於事件前或事件後的能量，為了繪圖呈現方便，其頻譜的能量數值將轉換為相對的分貝單位(dB)，如式(2.2)

$$D[dB] = 10 \cdot \log_{10}(PSD[cm^2 \cdot s^{-2} \cdot Hz^{-1}]) \quad (2.2)$$

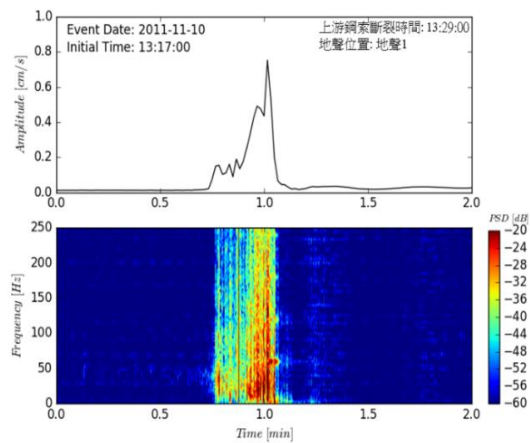
### 第三節 土石流事件分析

應用 STFT 時頻分析法，本文將神木村過去四場土石流事件的地聲訊號分析結果繪製如圖 2.1，包含：2004 年敏督利颱風、2011 年 1110 豪雨事件、2013 年蘇力颱風和 2014 年 0520 豪雨事件(以下將簡稱為案例 1、2、3、4)。由於地聲檢知器的取樣頻率為 500 Hz，因此根據奈奎斯特定理(Nyquist rate)，為了避免頻譜的交疊失真(Aliasing)，分析的頻寬必須低於取樣頻率的 0.5 倍，因此時頻譜圖的頻率分析上限為 250 Hz。

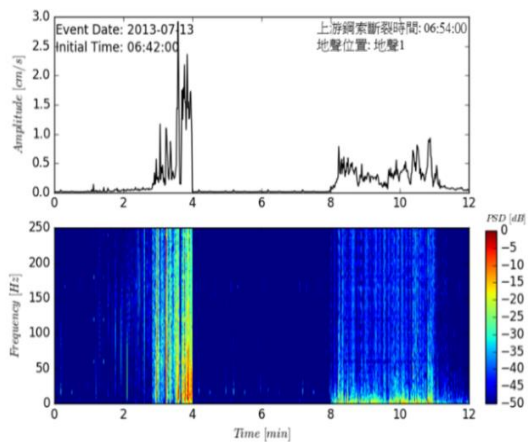
案例 1：2004 年敏督利颱風



案例 2：2011 年 1110 降雨事件



案例 3：2013 年蘇力颱風



案例 4：2014 年 0520 降雨事件

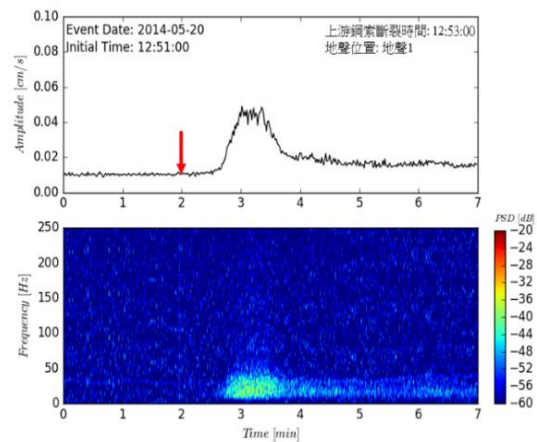


圖 2.1 愛玉子溪歷年土石流事件之振幅與時頻分析

根據過去不同學者的試驗測試，一般礫石的摩擦與撞擊通常會表現出較寬頻的特徵，其不同粒徑之砂石滑動與撞擊的頻率分佈則約介於 20-80 Hz 之間(劉格非和李欣輯，1999；Huang et al., 2004；黃清哲，2007)，而當河床之土砂中混有以黏土和水混合的泥漿時，河床礫石間的縫隙會因為被填滿使振動傳遞效果提升，但高頻區的能量也會因為泥漿的消能作用而消散較快，使土石流經過含泥量較高的河床時，其頻譜會集中於低頻的頻帶(Huang et al., 2004；黃清哲，2007)。這四場事件的頻譜特徵頻率皆落於過去土石流研究所認定的頻率區段(如：圖 2.2)，因此除了透過振幅變化可判定「有事件發生」外，透過特徵頻率的判釋，則可將這四場事件認定為「土石流事件」。

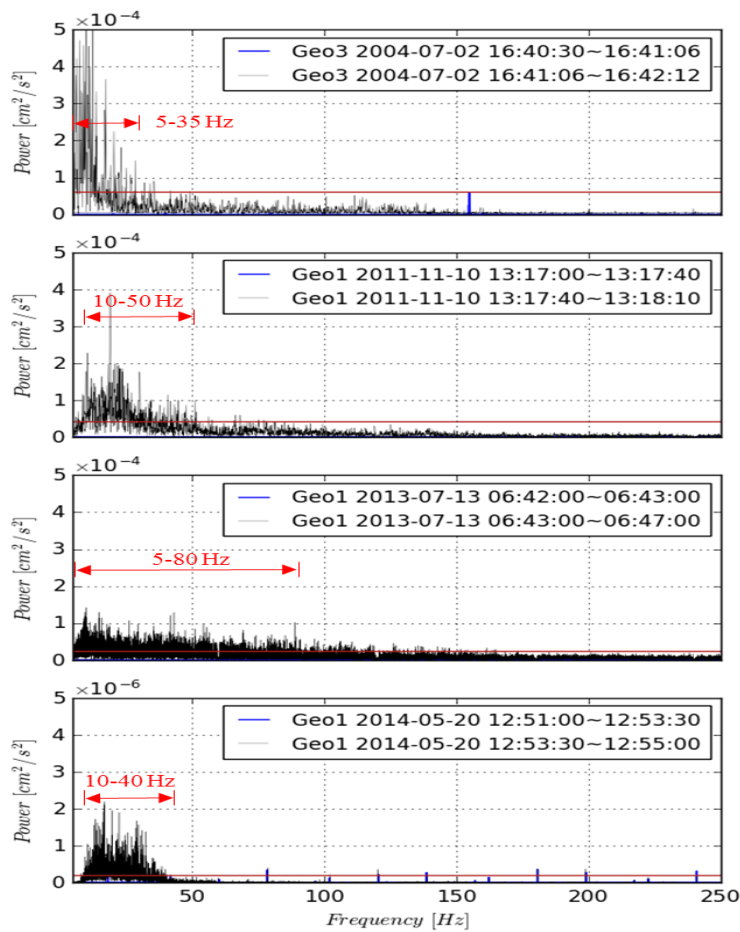


圖 2.2 事件前與事件中之能量頻譜與特徵頻率區段之估計；紅線為事件中頻譜能量之平均值加一倍標準差處



#### 第四節 土石流警戒條件之探討

以 10 秒間隔(重疊 50%)對時間訊號做短時間傅立葉轉換(STFT)且以 5-40 Hz 頻段的累積能量和累積能量斜率值為基礎。以大於環境雜訊一個尺度的概念建立警戒門檻值，得到相當準確的預警條件。其中地聲的累積能量和累積能量斜率警戒標準如下式 2.3a、2.3b (魏士超等人，2018；Wei et al.，2019)。

$$T_P \geq R_P \cdot P_{an} \quad (2.3a)$$

$$T_S \geq R_S \cdot S_{an} \quad (2.3b)$$

門檻係數 $R_P$ 設定為 5 與 $R_S$ 設定為 2.5，以兩條件都滿足為偵測土石流條件，同時滿足上述條件還需要超過一秒以確保辨識出為土石流事件。用於神木村四場土石流結果如下

表 2.1 不同條件下的土石流警戒條件與判釋時間

	事件名稱	方法二(浮動式警戒門檻值)				影片判釋前鋒到時
		$T_P$		$T_S$		
		$P_{an}$ 為表 2.1 各場之數值		$S_{an}$ 為表 2.1 各場之數值		
		$R_P = 5$	$R_P = 10$	$R_S = 2.5$	$R_S = 5$	
警戒條件	敏督利颱風	$1.44 \times 10^{-3}$	$2.87 \times 10^{-3}$	$1.88 \times 10^{-5}$	$3.77 \times 10^{-5}$	
	1110 豪雨	$1.17 \times 10^{-4}$	$2.33 \times 10^{-4}$	$1.54 \times 10^{-6}$	$3.08 \times 10^{-6}$	
	蘇力颱風	$1.40 \times 10^{-3}$	$2.80 \times 10^{-3}$	$9.30 \times 10^{-5}$	$1.86 \times 10^{-4}$	
	0520 豪雨	$3.67 \times 10^{-4}$	$7.34 \times 10^{-4}$	$1.43 \times 10^{-5}$	$2.86 \times 10^{-5}$	
判釋時間	敏督利颱風	16:41:50.7 (晚 1.7 秒)	16:41:51.3 (晚 2.3 秒)	16:41:47.1 (早 1.9 秒)	16:41:48.5 (晚 0.5 秒)	16:41:49
	1110 豪雨	13:17:40.1	13:17:41.7	13:17:36.2	13:17:40.4	無影片
	蘇力颱風	06:43:5.1	06:43:6.2	06:43:3.1	06:43:4.4	無影片
	0520 豪雨	12:53:44.7 (早 0.3 秒)	12:53:49.2 (晚 4.2 秒)	12:53:42.0 (早 3 秒)	12:53:43.7 (早 1.3 秒)	12:53:45

四場土石流均成功判識，且誤差均在 5 秒以內。因此此方法可以準確用於判視土石流前鋒到達方式。此法也已發表於 landslides(Liu and Wei, 2019)，成為最新的判視方法。

## 第五節 土石流平均波速

以上述的土石流前鋒偵測方法，在應用於現場連續安裝的地聲探測器，則可以用每一台地聲偵測到的時間差，代表土石流前鋒的穿過兩台地聲探測器的時間，以兩台地聲探測器間的距離除以時間差，就是該土石流的平均傳遞波速。

目前神木村現場正在安裝另兩個地聲探測器，安裝完之後即可將偵測程式用於計算波速。有了波速就可以推估下游固定點受到衝擊的最短時間，以作為短期預警的標準。

## 第三章 地聲頻率與流速和流量

### 第一節 基本理論

考慮地層為均質(homogeneous)且等向(isotropic)的彈性介質，則地層中的應力波傳將滿足彈性波方程式(elastic wave equation or Navier's equation)如下 (Aki and Richards, 2002; Pujol, 2003; Bedford and Drumheller, 1994)

$$\frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} = c_P^2 \nabla(\nabla \cdot \mathbf{u}) - c_S^2 \nabla \times \nabla \times \mathbf{u} \quad (3.1)$$

其中  $\mathbf{u}$  為位移向量 ( $u_x, u_y, u_z$ )、 $c_P$  與  $c_S$  為一般所定義的壓力波 (Compressional-wave or P-wave) 與剪力波 (Shear-wave or S-wave) 的波速，並可展開如下

$$c_P = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho^m}}、c_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho^m}} \quad (3.2)$$

其中  $\lambda$  為拉梅第一常數 (Lamé's first parameter)， $\mu$  為拉梅第二常數 (Lamé's second parameter) 或剪力模數 (shear modulus)。

在過去地震學領域中或彈性波領域中，為了將壓力波與剪力波分離，因此在處理彈性波波傳問題時常會將式(3.1)分別取散度(divergence)和旋度(curl)，透過向量的特性<sup>1</sup>將式(3.1)拆解成兩條方程式如下

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} (\nabla \cdot \mathbf{u}) = c_P^2 \nabla^2 (\nabla \cdot \mathbf{u}) \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} (\nabla \times \mathbf{u}) = c_S^2 \nabla^2 (\nabla \times \mathbf{u}) \quad (3.4)$$

並引入荷姆霍茲定理(Helmholtz decomposition theorem)，將位移向量  $\mathbf{u}$  展開成一個非旋(irrotational)向量和旋轉(solenoidal)向量的和

$$\mathbf{u} = \nabla\phi + \nabla \times \boldsymbol{\psi}, \quad (3.5)$$

其中  $\phi$  和  $\boldsymbol{\psi}$  分別為壓力波位移勢(純量)與剪力波位移勢(向量)，且  $\nabla \cdot \boldsymbol{\psi} = 0$ 。在卡式座標下，上式可展開如下

$$\begin{aligned} \mathbf{u} &= u_x \hat{i} + u_y \hat{j} + u_z \hat{k} \\ &= \left( \frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{\partial \psi_z}{\partial y} - \frac{\partial \psi_y}{\partial z} \right) \hat{i} + \left( \frac{\partial \phi}{\partial y} + \frac{\partial \psi_x}{\partial z} - \frac{\partial \psi_z}{\partial x} \right) \hat{j} + \left( \frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{\partial \psi_z}{\partial y} - \frac{\partial \psi_y}{\partial z} \right) \hat{k} \end{aligned} \quad (3.6)$$

將此位移展開式代回式(3.3)與式(3.4)，原本耦合聯立的偏微分方程組則可簡化為非耦合的一組波動方程式

$$\frac{1}{c_p^2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = \nabla^2 \phi = \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} \quad (3.7)$$

$$\frac{1}{c_s^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \nabla^2 \psi = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} \quad (3.8)$$

已上兩式即可用於描述地聲於地層傳播的控制方程式。

而此控制方程式的聲源將來自土石流與底床接觸的邊界位置，其聲源邊界條件可展開如下

$$\begin{aligned} \tau_{zx}^a \Big|_{z=b}(\xi) &= \sigma_{zx}^a \Big|_{z=b}(\xi) = \mu \left( \frac{\partial u_z}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial z} \right) \\ &= \mu \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial \phi}{\partial z} + \frac{\partial \psi_y}{\partial x} - \frac{\partial \psi_x}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{\partial \psi_z}{\partial y} - \frac{\partial \psi_y}{\partial z} \right) \right], \end{aligned} \quad (3.9)$$

而在相同位置上，其它方向的剪力則皆等於零。

### 一、理想波導環境問題

由於本章探討之定型波土石流理論為一沿流向方向(streamwise direction)的一維問題，因此導出的聲源剪力邊界條件僅包含沿流線方向(x方向或 $\xi = x - Ct$ 方向)的剪力條件，如： $\sigma_{zx}^a \Big|_{z=b}(\xi)$ ，而不包含沿隨河寬方向(y方向)變化的剪力條件，即 $\sigma_{zy}^a \Big|_{z=b} = 0$ 。為了延續導出的結果，以下將假定一個理想邊界的波導(waveguide)環境做分析，如：圖 3.1(a)。

考慮渠道假設為一個半徑為 $r_1$ 的理想渠道，如：圖 3.1(b)紅色斜線區，其中x方向為流向方向(凸出紙面方向為下游且為正x方向)、y方向為河寬方向(向右岸為正)、z方向為深度方向(向下為正)，雖然與前述理

論同樣為卡式座標，但此處為了理論分析方便， $y$ 方向與 $z$ 方向的正向方向與原先定義的相反。

由於假設土石流渠道為一個半徑為 $r_1$ 的理想渠道，當渠道半徑 $r_1 \rightarrow 0$ 時，則可視沿著 $x$ 軸的一維定型波土石流為一個無限長且隨位置改變聲強(如：振動之振幅)的線聲源(line source)。定型波土石流以等速前進，因此產生之聲源剪力 $\sigma_{r\xi}^a|_{r=0}(\xi)$ 為一個 $f(\tilde{h}(\xi), \tilde{v}(\tilde{h}(\xi)))$ ，意即此聲源剪力將以波速 $C$ 向正 $x$ 軸方向移動，且僅隨著 $x$ 軸方向(流向方向)變化，因此若將觀察者跟著土石流移動，如：將 $x$ 軸座標軸轉到 $\xi$ 軸上，此土石流聲源於地層中的地聲傳播問題則可視為隨距離 $r = \sqrt{y^2 + z^2}$ 變化的問題，如：圖 3.1(b)淺灰色陰影區。故本文在此另外定義一個移動圓柱座標系 $(\xi(x, t), r(y, z), \theta(y, z), \eta(x, t))$ ，如：圖 3.1(b)，並將於下節中推導此座標系下的控制方程式與邊界條件。

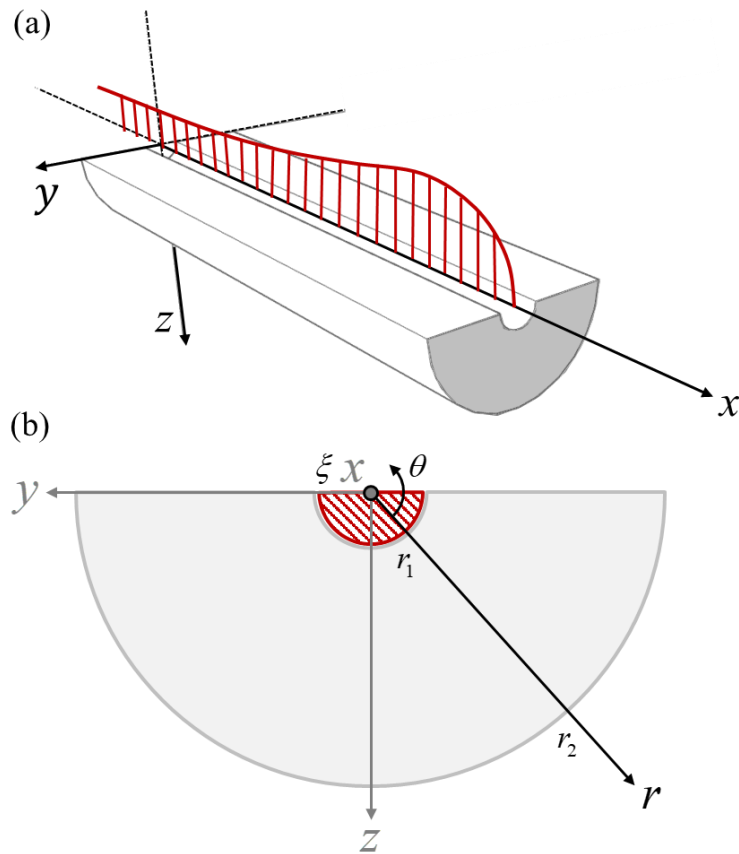


圖 3.1 理想土石流震聲源與波導環境示意圖；(a)定型波土石流震聲源作用於理想軸對稱渠道地層之示意圖；(b)地聲波導橫斷面圖；深灰色軸為 $(x, y, z, t)$ 卡氏座標系，黑色軸為 $(\xi, r, \theta, \eta)$ 移動圓柱座標系，紅色斜線為土石流斷面，淺灰色為地聲波傳區域

在此移動圓柱座標系 $(\xi, r, \theta, \eta)$ 下，本文先令聲源剪力 $\sigma_{r\xi}^a|_{r=0}(\xi) = S(\xi)$ ，此函數將等於土石流聲源作用於底床的剪力，而其它方向的剪力 $\sigma_{r\theta}^a|_{r=0}$ 、 $\sigma_{\xi\theta}^a|_{r=0}$ 、 $\sigma_{\theta\theta}^a|_{r=0}$ 、 $\sigma_{rr}^a|_{r=0}$ 、 $\sigma_{\xi\xi}^a|_{r=0}$ 則皆為零。另外，本文初步將分析範圍限制在一個半徑為 $r_2$ 的有限區域內，並假設在半徑大於 $r_2$ 的介質為軟介質，因此所有剪力在 $r = r_2$ 位置將等於零。因為聲源剪力僅隨著 $\xi$ 方向變化，而非 $\theta$ 方向的函數，故可簡化此問題為隨 $\theta$ 方向軸對稱(axisymmetry)的問題。

## 二、控制方程式與邊界條件

為了方便解析問題，首先將傳統卡式座標系 $(x, y, z, t)$ 座標轉移至本文定義的移動圓柱座標系 $(\xi(x, t), r(y, z), \theta(y, z), \eta(x, t))$ 座標軸上，其中各軸的轉換關係如下

$$\xi = x - Ct, r = \sqrt{y^2 + z^2}, \theta = \tan^{-1} \frac{z}{y}, \eta = x + C_0 t \quad (3.10)$$

其中 $C$ 為定型波土石流的波速(常數)、 $C_0$ 為一個常數、 $y = r \cos \theta$ 、 $z = r \sin \theta$ 。透過連鎖律可得

控制方程式：

$$\left(\frac{C^2}{c_p^2} - 1\right) \frac{\partial^2 \phi}{\partial \xi^2} - 2 \left(\frac{CC_0}{c_p^2} + 1\right) \frac{\partial \phi}{\partial \xi \partial \eta} + \left(\frac{C_0^2}{c_p^2} - 1\right) \frac{\partial^2 \phi}{\partial \eta^2} = \frac{\partial^2 \phi}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \phi}{\partial r} \quad (3.11)$$

$$\left(\frac{C^2}{c_s^2} - 1\right) \frac{\partial^2 \psi_\theta}{\partial \xi^2} - 2 \left(\frac{CC_0}{c_s^2} + 1\right) \frac{\partial \psi_\theta}{\partial \xi \partial \eta} + \left(\frac{C_0^2}{c_s^2} - 1\right) \frac{\partial^2 \psi_\theta}{\partial \eta^2} = \frac{\partial^2 \psi_\theta}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \psi_\theta}{\partial r} \quad (3.12)$$

邊界條件：

在 $r = 0$ 處

$$\sigma_{\xi r}^a = S(r = 0, \xi, \eta), \sigma_{\xi \theta}^a = \sigma_{\theta r}^a = \sigma_{\xi \xi}^a = \sigma_{r r}^a = \sigma_{\theta \theta}^a = 0 \quad (3.13)$$

在 $r = r_2$ 處

$$\sigma_{\xi r}^a = \sigma_{\xi \theta}^a = \sigma_{\theta r}^a = \sigma_{\xi \xi}^a = \sigma_{r r}^a = \sigma_{\theta \theta}^a = 0 \quad (3.14)$$

在軸對稱的條件下，其各方向的剪力可由式(3.15)至式(3.20)化減如下：

$$\sigma_{r \xi}^a = \sigma_{\xi r}^a = \mu \left( \frac{\partial u_\xi}{\partial r} + \frac{\partial u_r}{\partial \xi} \right) = \mu \left( 2 \frac{\partial \phi}{\partial r \partial \xi} + \frac{\partial}{\partial r} \left( \frac{1}{r} \frac{\partial r \psi_\theta}{\partial r} \right) - \frac{\partial^2 \psi_\theta}{\partial \xi^2} \right) \quad (3.15)$$

$$\sigma_{\xi \theta}^a = \sigma_{\theta \xi}^a = 0 \quad (3.16)$$

$$\sigma_{\theta r}^a = \sigma_{r \theta}^a = 0 \quad (3.17)$$

$$\sigma_{\xi \xi}^a = \lambda \left( \frac{\partial u_\xi}{\partial \xi} + \frac{1}{r} \frac{\partial r u_r}{\partial r} \right) + 2\mu \frac{\partial u_\xi}{\partial \xi} = \lambda \left( \frac{\partial^2 \phi}{\partial \xi^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \phi}{\partial r} \right) + 2\mu \left( \frac{\partial^2 \phi}{\partial \xi^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial r \psi_\theta}{\partial \xi \partial r} \right) \quad (3.18)$$

$$\sigma_{r r}^a = \lambda \left( \frac{\partial u_\xi}{\partial \xi} + \frac{1}{r} \frac{\partial r u_r}{\partial r} \right) + 2\mu \frac{\partial u_r}{\partial r} = \lambda \left( \frac{\partial^2 \phi}{\partial \xi^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \phi}{\partial r} \right) + 2\mu \left( \frac{\partial^2 \phi}{\partial r^2} - \frac{\partial \psi_\theta}{\partial r \partial \xi} \right) \quad (3.19)$$

$$\sigma_{\theta \theta}^a = \lambda \left( \frac{\partial u_\xi}{\partial \xi} + \frac{1}{r} \frac{\partial r u_r}{\partial r} \right) + \mu \left( \frac{u_r}{r} \right) = \lambda \left( \frac{\partial^2 \phi}{\partial \xi^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \phi}{\partial r} \right) + \frac{2\mu}{r} \left( \frac{\partial \phi}{\partial r} - \frac{\partial \psi_\theta}{\partial \xi} \right) \quad (3.20)$$

### 三、理想波導環境之解答

此節將針對前節所列的控制方程式與邊界條件進行解析，為了使用分離變數法(separation of variables)去解前節的方程式，在此將式(3.7)、(3.8)的 $\eta$ 軸分別移至 $\eta_P$ 與 $\eta_S$ 軸上

$$\eta_P = x - \frac{c_P^2}{c} t, \text{ 即令 } C_0 = \frac{-c_P^2}{c} \quad (3.21)$$

$$\eta_S = x - \frac{c_S^2}{c} t, \text{ 即令 } C_0 = -\frac{c_S^2}{c} \quad (3.22)$$

因此式(3.7)、(3.8)可簡化如下

$$\left(\frac{c^2}{c_P^2} - 1\right) \frac{\partial^2 \phi}{\partial \xi^2} + \left(\frac{c_P^2}{c^2} - 1\right) \frac{\partial^2 \phi}{\partial \eta_P^2} = \frac{\partial^2 \phi}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \phi}{\partial r}, \quad (3.23)$$

$$\left(\frac{c^2}{c_S^2} - 1\right) \frac{\partial^2 \psi_\theta}{\partial \xi^2} + \left(\frac{c_S^2}{c^2} - 1\right) \frac{\partial^2 \psi_\theta}{\partial \eta_S^2} = \frac{\partial^2 \psi_\theta}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \psi_\theta}{\partial r}, \quad (3.24)$$

由以上二式，將壓力波位移勢 $\phi$ 與剪力波位移勢 $\psi_\theta$ 分別令為

$$\phi = R(r)X(\xi)T(\eta_P), \psi_\theta = \tilde{R}(r)\tilde{X}(\xi)\tilde{T}(\eta_S) \quad (3.25)$$

方程式分離變數：

將上式代回(3.23)與(3.24)中可得

$$\left(\frac{c^2}{c_P^2} - 1\right) \frac{X''(\xi)}{X(\xi)} - \left(1 - \frac{c_P^2}{c^2}\right) \frac{T''(\eta_P)}{T(\eta_P)} = \frac{R''(r)}{R(r)} + \frac{1}{r} \frac{R'(r)}{R(r)} \quad (3.26)$$

$$\left(\frac{c^2}{c_S^2} - 1\right) \frac{X''(\xi)}{\tilde{X}(\xi) \left(\frac{c_S^2}{c^2} - 1\right)} = \frac{T''(\eta_S)}{\tilde{T}(\eta_S) \frac{R''(r)}{\tilde{R}(r) \frac{1}{r} \frac{R'(r)}{R(r)}}} \quad (3.27)$$

邊界條件分離變數( $r = 0$ )：

因此可得 $r = 0$ 時的邊界條件如下

$$R'(0) = 0 \quad (3.28)$$

$$\tilde{R}(0) = 0 \quad (3.29)$$

邊界條件分離變數( $r = r_2$ )：

$r = r_2$ 的邊界條件如下

$$R(r_2) = R'(r_2) = R''(r_2) = 0 \quad (3.30)$$

$$\tilde{R}(r_2) = \tilde{R}'(r_2) = \tilde{R}''(r_2) = 0 \quad (3.31)$$

解方程式 (壓力波位移勢 $\phi$ )：若令



$$\begin{aligned} \left(1 - \frac{c_p^2}{C^2}\right) \frac{T''(\eta_p)}{T(\eta_p)} &= -k_1^{*2} \cdot \frac{R''(r)}{R(r)} + \frac{1}{r} \frac{R'(r)}{R(r)} = -k_2^{*2} \\ \left(\frac{C^2}{c_p^2} - 1\right) \frac{X''(\xi)}{X(\xi)} &= -(k_1^{*2} - k_2^{*2}) \end{aligned}$$

則可分離出以下三條常微分方程式

$$T''(\eta_p) + k_1^{*2} \left(\frac{C^2}{C^2 - c_p^2}\right) T(\eta_p) = 0 \quad (3.32)$$

$$r^2 R''(r) + r R'(r) + k_2^{*2} r^2 R(r) = 0 \quad (3.33)$$

$$X''(\xi) + (k_1^{*2} - k_2^{*2}) \left(\frac{c_p^2}{C^2 - c_p^2}\right) X(\xi) = 0 \quad (3.34)$$

其中 $k_1^*$ 與 $k_2^*$ 為分離常數且為實數。首先在此先解 $r$ 方向的方程式，由於(37)可置換為貝索方程式(Bessel's equation)，其通解將由第零階的第一類與第二類貝索函數(Bessel functions of the first kind and second kind)組成 $J_0(k_2^* r)$ 和 $Y_0(k_2^* r)$ 如下

$$R(r) = R_1^* J_0(k_2^* r) + R_2^* Y_0(k_2^* r) \quad (3.35)$$

其中 $R_1^*$ 和 $R_2^*$ 為常數。由 $r = 0$ 的邊界條件

$$\begin{aligned} R'(r) &= k_2^* R_1^* J_0'(k_2^* r) + k_2^* R_2^* Y_0'(k_2^* r) \\ &= k_2^* R_1^* \left[ \frac{J_{-1}(k_2^* r) - J_1(k_2^* r)}{2} \right] + k_2^* R_2^* \left[ \frac{Y_{-1}(k_2^* r) - Y_1(k_2^* r)}{2} \right] \\ &= -k_2^* R_1^* J_1(k_2^* r) - k_2^* R_2^* Y_1(k_2^* r) \\ R'(0) &= -k_2^* R_1^* J_1(0) - k_2^* R_2^* Y_1(0) = 0 \end{aligned} \quad (3.36)$$

因為 $J_1(0) = 0$ 、 $Y_1(0) = -\infty$ ，因此 $R_2^* = 0$ 。由 $r = r_2$ 的邊界條件

$$R(r_2) = R_1^* J_0(k_2^* r_2) = 0 \quad (3.37)$$

可得 $k_2^* r_2 = \alpha_{0m}$ ，其中 $\alpha_{0m}$ 為 $J_0$ 第 $m$ 個正實根(the  $m$ -th positive root)，

因此 $k_2^* = \frac{\alpha_{0m}}{r_2}$ ，而 $R(r)$ 可解出如下

$$R(r) = R_1^* J_0\left(\frac{\alpha_{0m}}{r_2} r\right), \text{ 其中 } m = 1, 2, 3, \dots \quad (3.38)$$

式(3.32)中，由於 $C$ 為土石流前鋒速度，其尺度約為10m/s，而 $c_p$ 為壓力波於土壤介質中的波速，其大小約為300-700 m/s，故(3.32)式第二項的

係數 $\frac{k_1^{*2}C^2}{(C^2-c_p^2)}$ 為負值，因此 $T(\eta_p)$ 的解答為

$$\begin{aligned} T(\eta_p) &= T_1^* \exp\left[\sqrt{\frac{k_1^{*2}C^2}{c_p^2-C^2}}\eta_p\right] + T_2^* \exp\left[-\sqrt{\frac{k_1^{*2}C^2}{c_p^2-C^2}}\eta_p\right] \\ &= T_1^* \exp\left[k_1^*\lambda_1\eta_p\right] + T_2^* \exp\left[-k_1^*\lambda_1\eta_p\right] \end{aligned} \quad (3.39)$$

其中 $\lambda_1 = \sqrt{\frac{C^2}{(c_p^2-C^2)}}$ 為一個正實數， $i = \sqrt{-1}$ ， $T_1^*$ 和 $T_2^*$ 皆為常數。由於 $\eta_p = x - c_p^2 C^{-1}t$ 軸是由 $x$ 和 $t$ 所組成，在土石流的運動尺度下， $x$ 和 $t$ 的尺度大小分別為 $O(L)$ 和 $O(L/V^m)$ ，而土石流前鋒速度 $C$ 近似於土石流流速尺度 $O(V^m)$ ，其尺度如下

$$\begin{aligned} \eta_p &= x - c_p^2 C^{-1}t \\ &O(L) \ll O\left(\frac{c_p^2}{V^m}L\right) \end{aligned}$$

因此在土石流運動尺度下， $\eta_p$ 應為負值。由於土石流的聲源剪力 $\sigma_{r\xi}^a$ 在任意位置必須是有限值，因此當 $\eta_p \rightarrow -\infty$ 時， $T(\eta_p)$ 也必須是有限值，故可得 $T_2^* = 0$ 。

因為目前無法判別 $k_1^{*2}$ 與 $k_2^{*2}$ 的大小，因此無法得知(4.92)式中第二項係數 $\frac{(k_1^{*2}-k_2^{*2})c_p^2}{(C^2-c_p^2)}$ 的正負號，故 $X(\xi)$ 的解答則可能存在兩種模式，如下：

$$1) \text{ 當 } k_1^{*2} < k_2^{*2} = \left(\frac{\alpha_{0m}}{r_2}\right)^2, \text{ 則 } \frac{(k_2^{*2}-k_1^{*2})c_p^2}{c_p^2-C^2} > 0$$

$$X(\xi) = X_1^* \exp\left[i\sqrt{k_2^{*2}-k_1^{*2}}\lambda_2\xi\right] + X_2^* \exp\left[-i\sqrt{k_2^{*2}-k_1^{*2}}\lambda_2\xi\right] \quad (3.40)$$

$$2) \text{ 當 } k_1^{*2} > k_2^{*2} = \left(\frac{\alpha_{0m}}{r_2}\right)^2, \text{ 則 } \frac{(k_2^{*2}-k_1^{*2})c_p^2}{c_p^2-C^2} < 0$$

$$X(\xi) = X_1^* \exp\left[\sqrt{k_1^{*2}-k_2^{*2}}\lambda_2\xi\right] + X_2^* \exp\left[-\sqrt{k_1^{*2}-k_2^{*2}}\lambda_2\xi\right] \quad (3.41)$$

其中 $\lambda_2 = \sqrt{\frac{c_p^2}{(c_p^2-C^2)}}$ 為一正實數，而 $X_1^*$ 、 $X_2^*$ 皆為常數。由於 $\xi = x - Ct$ 軸

同樣是由 $x$ 和 $t$ 所組成，但在土石流的運動尺度下， $x$ 和 $Ct$ 兩項的尺度大小相同，因此 $\xi$ 可為正值或負值。由於土石流的聲源剪力 $\sigma_{r\xi}^a$ 在任意位置必須是有限值，因此當 $\xi \rightarrow \pm\infty$ 時， $X(\xi)$ 也必須是有限值，故可得 $X_1^* = X_2^* = 0$ ，即 $k_1^{*2} > k_2^{*2} = \left(\frac{\alpha_{0m}}{r_2}\right)^2$ 的模式將會消失。

將所有項合併，壓力波位移勢 $\phi$ 如下

$$\begin{aligned} \phi &= R(r)X(\xi)T(\eta_p) \\ &= \sum_{m=1}^{\infty} R_1^* J_0\left(\frac{\alpha_{0m}}{r_2} r\right) \left\{ \begin{aligned} &X_1^* T_1^* \exp\left[i\sqrt{k_2^{*2} - k_1^{*2}} \lambda_2 \xi\right] \exp\left[k_1^* \lambda_1 \eta_p\right] \\ &+ X_2^* T_1^* \exp\left[-i\sqrt{k_2^{*2} - k_1^{*2}} \lambda_2 \xi\right] \exp\left[k_1^* \lambda_1 \eta_p\right] \end{aligned} \right\} \end{aligned}$$

其中 $k_1^{*2} < k_2^{*2} = \left(\frac{\alpha_{0m}}{r_2}\right)^2$  (3.42)

同理，在剪力波位移勢 $\psi_\theta$ 的部分，若令

$$\begin{aligned} &\left(\frac{c^2}{c_s^2} - 1\right) \frac{X^{\tilde{n}(\xi)}}{\tilde{X}(\tilde{\xi})_1^{*2}} \cdot \frac{R^{\tilde{n}(r)}}{\tilde{R}(r) \frac{1}{r} \tilde{R}^{\tilde{n}(r)}} \\ &\left(1 - \frac{c_s^2}{c^2}\right) \frac{T^{\tilde{n}(\eta_S)}}{\tilde{T}(\eta_S) (\tilde{k}_1^{*2} - \tilde{k}_2^{*2})} \end{aligned}$$

則可分離出以下三條常微分方程式

$$X^{\tilde{n}(\tilde{\xi})_1^{*2}} \left(\frac{c_s^2}{c^2 - c_s^2}\right) (\xi) \quad (3.43)$$

$$T^{\tilde{n}(\eta_P) (\tilde{k}_1^{*2} - \tilde{k}_2^{*2})} \left(\frac{c^2}{c^2 - c_s^2}\right) (\eta_P) \quad (3.44)$$

$$r^2 R^{\tilde{n}(r) \tilde{r}^2} \tilde{r}^2 (r) \quad (3.45)$$

其中 $\tilde{k}_1^*$ 與 $\tilde{k}_2^*$ 同樣為分離常數且為實數。首先先解 $r$ 方向的方程式，其通解如下

$$\tilde{R}(r) = \tilde{R}_1^* J_0(\tilde{k}_2^* r) + \tilde{R}_2^* Y_0(\tilde{k}_2^* r) \quad (3.46)$$

其中 $\tilde{R}_1^*$ 和 $\tilde{R}_2^*$ 皆為常數。由 $r = 0$ 的邊界條件發現 $\tilde{R}(0) = 0$ ，因此

$$\psi_\theta = 0 \quad (3.47)$$

即本問題不存在剪力波。

將壓力波位移勢 $\phi$ 和剪力波位移勢 $\psi_\theta$ 皆代回聲源邊界條件中可得

$$\sigma_{r\xi}^a = \mu \left( 2 \frac{\partial \phi}{\partial r \partial \xi} + \frac{\partial}{\partial r} \left( \frac{1}{r} \frac{\partial r \psi_\theta}{\partial r} \right) - \frac{\partial^2 \psi_\theta}{\partial \xi^2} \right) = S(r=0, \xi, \eta_P, \eta_S)$$

可得

$$\frac{S}{2\mu} = \sum_{m=1}^{\infty} -R_1^* \frac{\alpha_{0m}}{r_2} J_1 \left( \frac{\alpha_{0m}}{r_2} r \right) \cdot \left\{ \begin{array}{l} i\sqrt{k_2^{*2} - k_1^{*2}} \lambda_2 X_1^* T_1^* \exp \left[ i\sqrt{k_2^{*2} - k_1^{*2}} \lambda_2 \xi \right] \exp \left[ k_1^* \lambda_1 \eta_P \right] \\ -i\sqrt{k_2^{*2} - k_1^{*2}} \lambda_2 X_2^* T_1^* \exp \left[ -i\sqrt{k_2^{*2} - k_1^{*2}} \lambda_2 \xi \right] \exp \left[ k_1^* \lambda_1 \eta_P \right] \end{array} \right\}$$

$$\text{其中 } k_1^{*2} < k_2^{*2} = \left( \frac{\alpha_{0m}}{r_2} \right)^2 \quad (3.48)$$

由上式可發現，聲源 $S(r, \xi, \eta_P, \eta_S)$ 將隨著 $r$ 方向以第一階的第一類貝索函數遞減，沿著 $\eta_P$ 軸將以指數模式(exponential mode)遞減，而沿著 $\xi$ 軸則以週期模式(sinusoidal mode)傳遞。

若將結果的座標換回卡式座標，即

$$\xi = x - Ct, \quad r = \sqrt{y^2 + z^2}, \quad \eta_P = x - \frac{c_P^2}{C} t,$$

可得

$$\frac{S}{2\mu} = \sum_{m=1}^{\infty} -R_1^* \frac{\alpha_{0m}}{r_2} J_1 \left( \frac{\alpha_{0m}}{r_2} \sqrt{y^2 + z^2} \right) \cdot \left\{ \begin{array}{l} i\sqrt{k_2^{*2} - k_1^{*2}} \lambda_2 X_1^* T_1^* \exp \left[ i\sqrt{k_2^{*2} - k_1^{*2}} \lambda_2 (x - Ct) \right] \exp \left[ k_1^* \lambda_1 \left( x - \frac{c_P^2}{C} t \right) \right] \\ -i\sqrt{k_2^{*2} - k_1^{*2}} \lambda_2 X_2^* T_1^* \exp \left[ -i\sqrt{k_2^{*2} - k_1^{*2}} \lambda_2 (x - Ct) \right] \exp \left[ k_1^* \lambda_1 \left( x - \frac{c_P^2}{C} t \right) \right] \end{array} \right\}$$

其中

$$k_1^{*2} < k_2^{*2} = \left( \frac{\alpha_{0m}}{r_2} \right)^2 \quad (3.49)$$

$\lambda_1 = \sqrt{\frac{C^2}{(c_P^2 - C^2)}}$ ， $\lambda_2 = \sqrt{\frac{c_P^2}{(c_P^2 - C^2)}}$ 皆為正實數。在(52)式等號右邊中括弧的

第一項內的週期項(sinusoidal term)可改寫如下

$$\exp \left[ i\sqrt{k_2^{*2} - k_1^{*2}} \lambda_2 (x - Ct) \right]$$

$$= \exp \left[ i \left( \sqrt{k_2^{*2} - k_1^{*2}} \sqrt{\frac{c_p^2}{c_p^2 - C^2}} x - C \sqrt{k_2^{*2} - k_1^{*2}} \sqrt{\frac{c_p^2}{c_p^2 - C^2}} t \right) \right]$$

$$= \exp[i(k^*x - \omega^*t)]$$

其中  $k^* = \sqrt{k_2^{*2} - k_1^{*2}} \sqrt{\frac{c_p^2}{c_p^2 - C^2}}$  即為此模式下的波數， $\omega^* = C \sqrt{k_2^{*2} - k_1^{*2}} \sqrt{\frac{c_p^2}{c_p^2 - C^2}}$  即為此模式下的角頻率(=  $2\pi f^*$ )。而(3.49)式等號右邊中括弧的第二項內的週期項(sinusoidal term)即為第一項的共軛項如下

$$\exp \left[ -i \sqrt{k_2^{*2} - k_1^{*2}} \lambda_2 (x - Ct) \right]$$

$$= \exp \left[ -i \left( \sqrt{k_2^{*2} - k_1^{*2}} \sqrt{\frac{c_p^2}{c_p^2 - C^2}} x - C \sqrt{k_2^{*2} - k_1^{*2}} \sqrt{\frac{c_p^2}{c_p^2 - C^2}} t \right) \right]$$

$$= \exp[-i(k^*x - \omega^*t)]$$

因此由這兩個週期項與角頻率的定義，在固定位置 $x$ 所量測之頻率 $f^*$ 將等於

$$f^* = \pm \frac{C}{2\pi} \sqrt{k_2^{*2} - k_1^{*2}} \sqrt{\frac{c_p^2}{c_p^2 - C^2}} \quad (3.50)$$

此頻率 $f^*$ 為定型波土石流波速 $C$  (前鋒速度)與地層介質的壓力波波速 $c_p$  (介質聲速)的函數，並與土石流聲源 $S$ 所發出的頻率 $f$ 將有所不同。由此處可發現聲源的頻率 $f$ 將會隨著土石流運動速度 $C$ 改變，存在類似都卜勒效應(Doppler effect)，並且頻率 $f$ 也將隨著介質聲速 $c_p$ 改變。

此結果因為土石流波速 $C$ 遠小於聲波速度 $C_p$ ，因此以泰勒展開後，忽略高次項可得

$$f^* = KC + \frac{1}{2} K \frac{C^3}{C_p^2} \quad (3.51)$$

簡單說頻率與波速成線性關係，與都普勒效應相似，但高次項為三次方。

與傳統都普勒效應之公式相比，如下

$$f' = \frac{C_p \pm C_o}{C_p \pm C_s} f \quad (3.52)$$

$f'$  為觀測的頻率， $f$  是真實頻率， $C_p$  為聲波速度， $C_o$  為觀察者速度， $C_s$  為聲源速度。因為地聲探測器為靜止不動，因此  $C_o$  為零，故若將上式泰勒展開可得

$$f' = f \mp \frac{f}{C_p} C \quad (3.53)$$

此式與式(3.51)所得之公式非常接近，故將本計畫推導之公式定義為土石流與地聲間的「類都普勒效應」。

## 第二節 水槽試驗

以室內水槽實驗模擬土石流事件，使用體積 $0.2m^3 \pm 10\%$ 之小粒徑石頭(平均粒徑為 3.34mm)做為料源，混合足夠的水後，自長 10 公尺、坡度 24 度之水槽釋放，料源受重力作用流下，形成一個明顯波前，使用攝影機記錄其流動過程，並對該影像進行事件偵測，以測試事件偵測的準確度。

### 一、實驗配置

在此實驗中，本計畫採用一尺寸為長 10 公尺、寬 0.5 公尺、深 0.5 公尺的矩形斷面水槽作為試驗渠槽，如：圖 3.2、圖 3.3。由於一般現場土石流發生於坡度介於 15 度至 30 度的河道中，但因室內實驗場地限制以及安全考量，因此實驗使用坡度為 24 度。

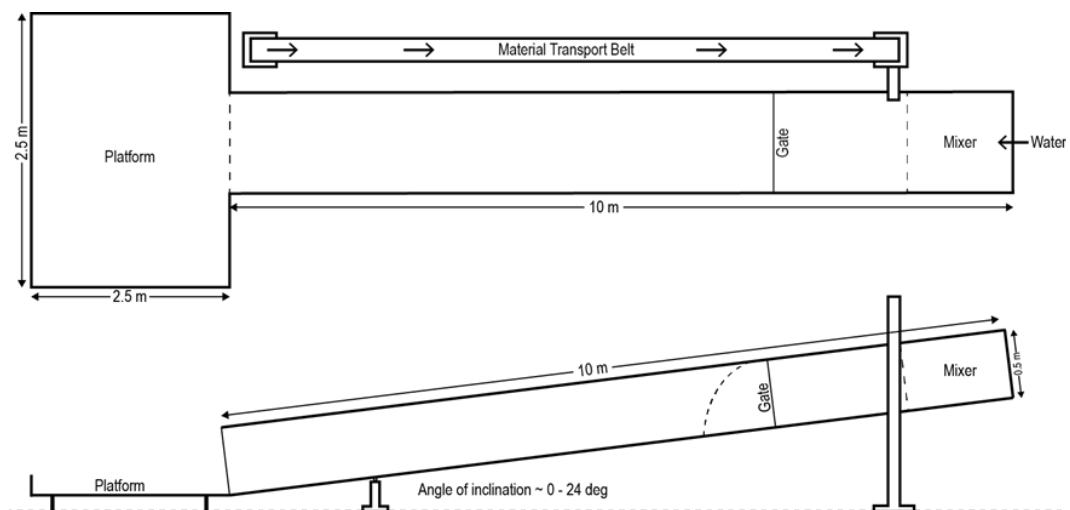


圖 3.2 實驗配置簡易圖

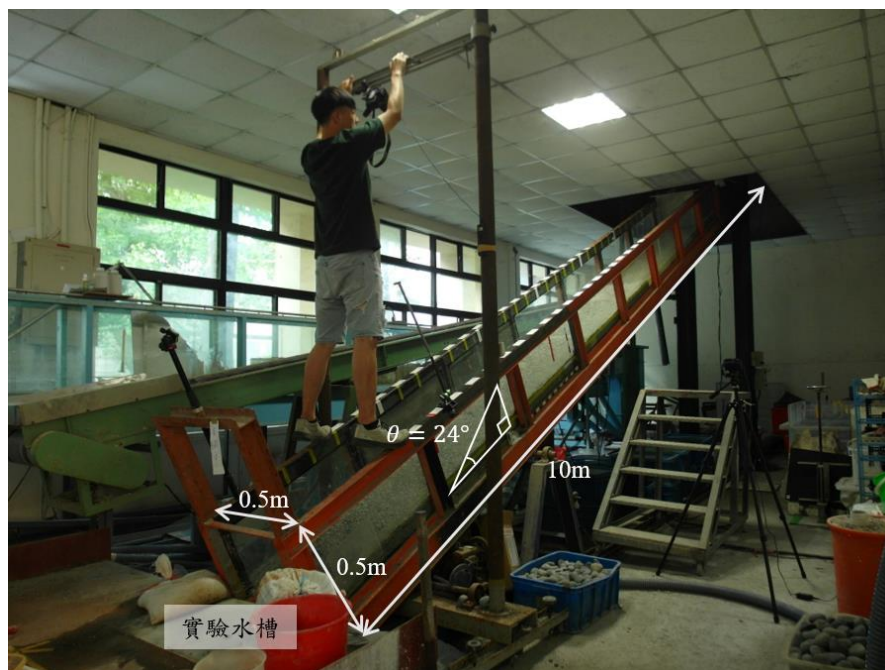


圖 3.3 水槽尺寸及坡度

水槽側壁為透明強化玻璃，以便使用相機記錄土石流流動之側向影像，上方貼有黑白格比例尺，其單位長度為 10 公分/格，水槽底部為金屬材料，槽底中央線上，每間隔 10 公分均預留直徑 2 公分的圓孔，以裝設地聲或其他儀器。然而，全長 10 公尺的水槽可依據土石流的運動型態分為三個區域，自水槽出口算起，距離 7.1 公尺處設有一個人工開啟式閘門，以閘門將水槽分為土石料源儲存區以及土石流動區，閘門後 2.9 公尺為土石料源儲存區以及混和區，閘門前 7.1 公尺為土石流動區。土石流動區又可分為兩個部分，第一個為土石加速區，閘門前設有長 2.3 公尺、深 8.5 公分的光滑壓克力平台，目的為讓因閘門開啟後受重力作用下滑土石流完全發展，第二個部分為土石流觀測區，為了模擬天然河道的底床摩擦力，因此水槽底部鋪上石頭，底床厚度設計為 9 公分，由



三層石頭所組成，首先最下層先以小粒徑石頭覆蓋住 7 公分高的地聲使其不裸露於底床，其上再以大粒徑石頭覆蓋於底床表面，厚度為 2 公分，為防止底床被掏刷，最表面再鋪上一層小粒徑石頭於底床表面，減小摩擦力，使土石流能順利流下水槽，又為了避免渠道抬升後底床石頭滑動，並且不阻擋水流流動，埋設兩個門字型木架於底床中和磚頭於渠道出口處。

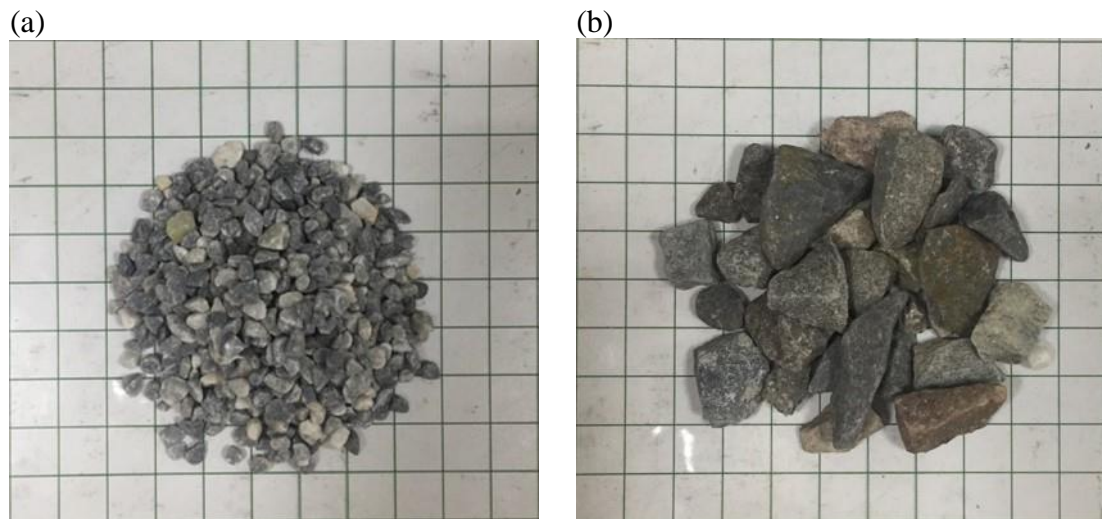


圖 3.4 試驗使用之砂石材料；(a)以篩砂時停留於 10 號篩(2mm)的石頭做為小粒徑材料，其平均粒徑為 3.34mm、乾砂密度為  $1591.02 \frac{kg}{m^3}$ 、飽和濕砂密度為  $1958.45 \frac{kg}{m^3}$ ，(b)停留於  $\frac{3}{8}$  inch (9.5mm) 篩網上的石頭做為大粒徑材料，其平均粒徑為 11.65mm 乾砂密度為  $1648.36 \frac{kg}{m^3}$ 、飽和濕砂密度為  $2058.02 \frac{kg}{m^3}$ 。

在試驗渠槽的供水系統部分，本研究在水槽最上游處連接一條水管，並由抽水馬達抽水至水槽上游供水，在水槽上游出水口以及抽水馬達處都各有一個能調節供水量的閘門，本實驗以流量計控制流量，流量計範圍為  $0.005\frac{m^3}{s}$  至  $0.05\frac{m^3}{s}$ ，設計流量為  $0.002\frac{m^3}{s}$ 。



圖 3.5 供水系統之配置

## 二、地聲與資料登錄器

本實驗使用的地聲檢知器是 Geospace Technologies' SNG 32CT (10-395)/GSC-3C/OPEN，其無阻尼自然頻率為  $10\text{ Hz} \pm 2.5\%$ ，直流電阻為  $395\ \Omega$ ，內電阻敏感度為  $0.275\text{ V/cm/sec}$ 。資料接收器為 Advantech's USB-4716 portable data acquisition module。本試驗資料接收器由 9 個頻道各以  $5000\text{ Hz}(0.0002\text{ sec})$  速度接收資料。

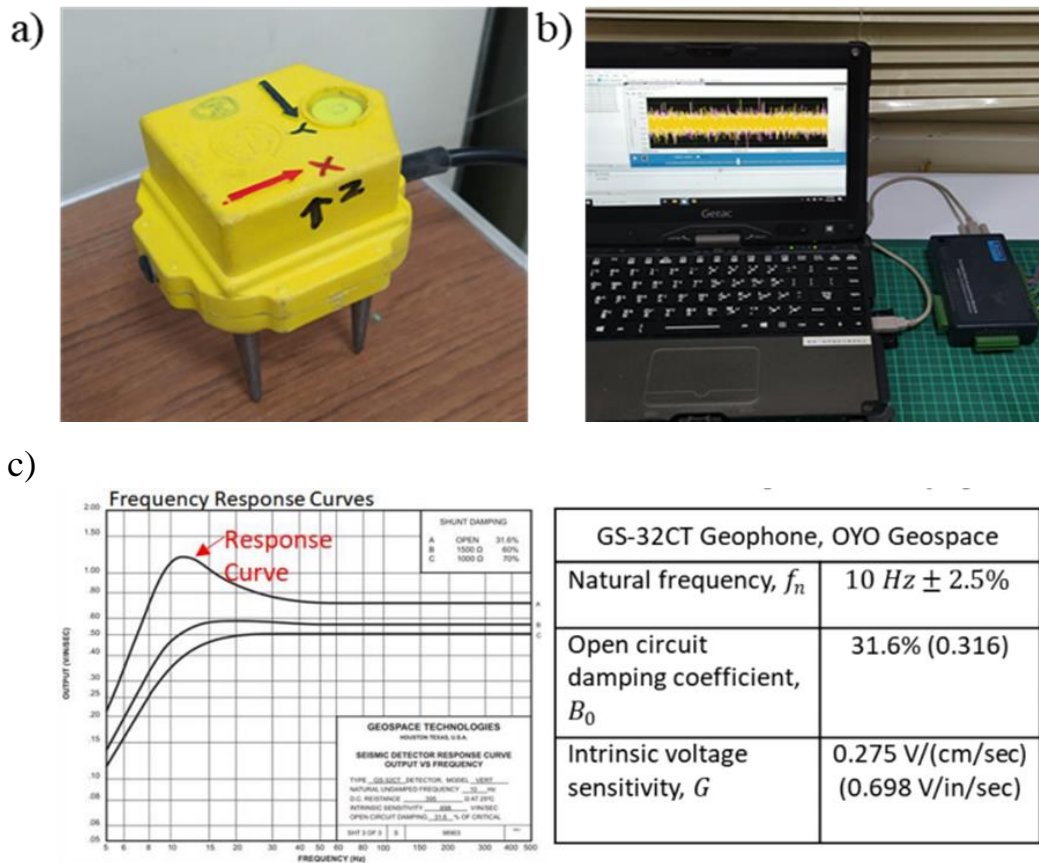


圖 3.6 地聲儀和資料輸入器 (a) 三軸地聲儀(b) 連接電腦的資料輸入器(c) 地聲檢知器的響應曲線

在攝影機的部分，本試驗在渠道上架設兩台攝影機，以不同角度拍攝實驗時土石流流動的整個過程，以提供影片做後續研究分析。定義水槽出口為水槽第 0 公尺處，攝影機 1 架設於水槽 0.78 公尺、高 2.57 公尺處，拍攝範圍自水槽 2 公尺至 7.1 公尺(閘門位置)，以俯視拍攝水槽，使得影像中每個像素之比例尺較一致；攝影機 2 架設於水槽出口高 1.3 公尺處，拍攝範圍自水槽 0.4 公尺至 7.1 公尺，主要用於記錄整個實驗過程。

另外，為了方便堆置土砂於渠道中，本研究在試驗渠道的右岸外側架設輸送帶，在每次試驗前透過輸送帶運送土石料源至水槽上游的土石料源儲存區。

表 3.1 攝影機規格

	攝影機 1	攝影機 2
相機型號	NIKON D5600	SAMSUNG EX2F
感光元件尺寸	23.5mm × 15.6mm	7.6mm × 5.7mm
影像解析度	2992 × 2000	1920 × 1080
焦距	18mm	5mm
幀率	30fps	30fps

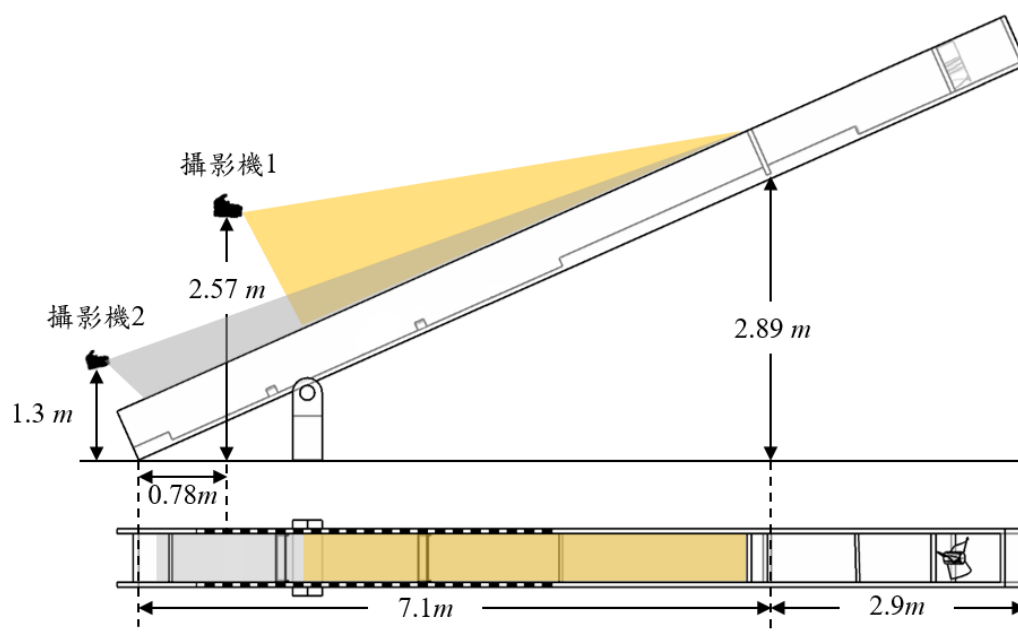


圖 3.7 相機架設位置圖

### 三、實驗流程

- (一) 水槽底床鋪設:將小粒徑石頭鋪於水槽底部，厚度為 7 公分，為剛好覆蓋住地聲檢知器的厚度(這一層為固定層)，接著鋪上厚度 2 公分厚的大粒徑石頭，用以保護底床，減少小粒徑石頭被掏刷，最後於底床表面鋪上薄薄一層的小粒徑石頭，減少摩擦力，使得土石流能順利流下水槽。
- (二) 土石料源的準備:利用實驗水槽旁的輸送帶，將小粒徑石頭運送到土石料源儲存區，並將料源堆積成上底為 0.94m、下底為 1.52 公尺、寬為 0.5 公尺、深度為 0.35 公尺的梯型體，體積約為 $0.2m^3 \pm 10\%$ 。
- (三) 抬升水槽:將水槽抬升至實驗設計坡度 24 度。
- (四) 儀器的架設及測試:在抬升水槽的同時，將四台相機架設定位，並確認每台相機的電量及錄影功能。
- (五) 濕潤底床:以輕輕潑灑水的方式濕潤底床石頭，在避免底床表面被沖刷的情況下，使底床水分達飽和。
- (六) 啟動儀器:啟動相機，開始紀錄影像。
- (七) 啟動供水系統:開啟抽水馬達，將水運送至土石料源儲存區。
- (八) 開啟閘門:待土石料源儲存區的水溢出水槽、浸潤料源後，開啟閘門。
- (九) 結束:當土石流流下水槽，不再移動後，則關閉抽水馬達以及結束錄影。

#### 四、實驗設置

整個水槽模擬土石流實驗中土石流的流動範圍可分為三個部分。前 2.3m 鋪上光滑的壓克力材料，讓土石流材料此區減少磨擦力進行加速。再向下游長 4.8m 水槽都鋪上厚 7cm 的土砂底床，前 3m 是土石流動區，剩下的 1.8m 是堆積區，土石流材料會堆積在堆積區。大粒徑石頭會被放置在加速區和土石流區的交界處以防底床材料因土石流加速而被沖刷出水槽。

有壩體的試驗，會有一個尺寸為長 200mm，寬 500mm，高 300mm 的鋼製中空壩體被放置在離第二個地聲儀 200mm 的地方。第三個地聲儀被放置在壩裡面，離上游面 100mm，離旁邊 250mm，離壩底 173mm。壩內砂石是採 270mm 的細粒徑材料和 30mm 的粗粒徑材料均勻混合而成。

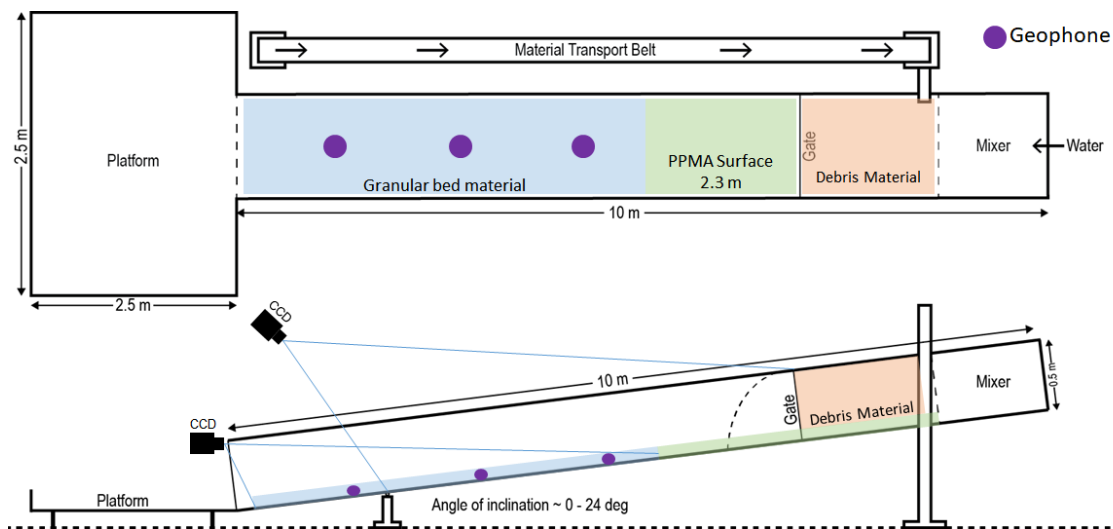


圖 3.8 圖示為實驗設置圖，包括地聲儀和錄影機的位置

三個三維地聲探測器以螺絲固定在水槽底部。x 軸是沿著土石流的方向，y 軸是平行地面垂直土石流流動的渠寬方向，z 軸是垂直底床往上的方向。三個地聲探測器之間各相隔 1.5m，第一個地聲探測器放置在離閘門 3m 的地方（離加速區結束 0.73m）。地聲探測器之上的底床



材料維持在 20mm。

為配合試驗，本計畫使用了四個錄影機來錄影，以捕捉土石流前端的  
速度。在四個相機中，第一個是放置在離水槽 0.9m，高 2.2m 的地  
方。第二個放置在離水槽 1.1m，高 1.24m 的地方，且其拍攝範圍會照  
到第三台地聲儀。第三台錄影機放置在離水槽 0.9m 的地方，其拍攝範  
圍會照到第二台地聲儀。第四台錄影機放置在水槽的最尾端，用來錄製  
完整的實驗流程。

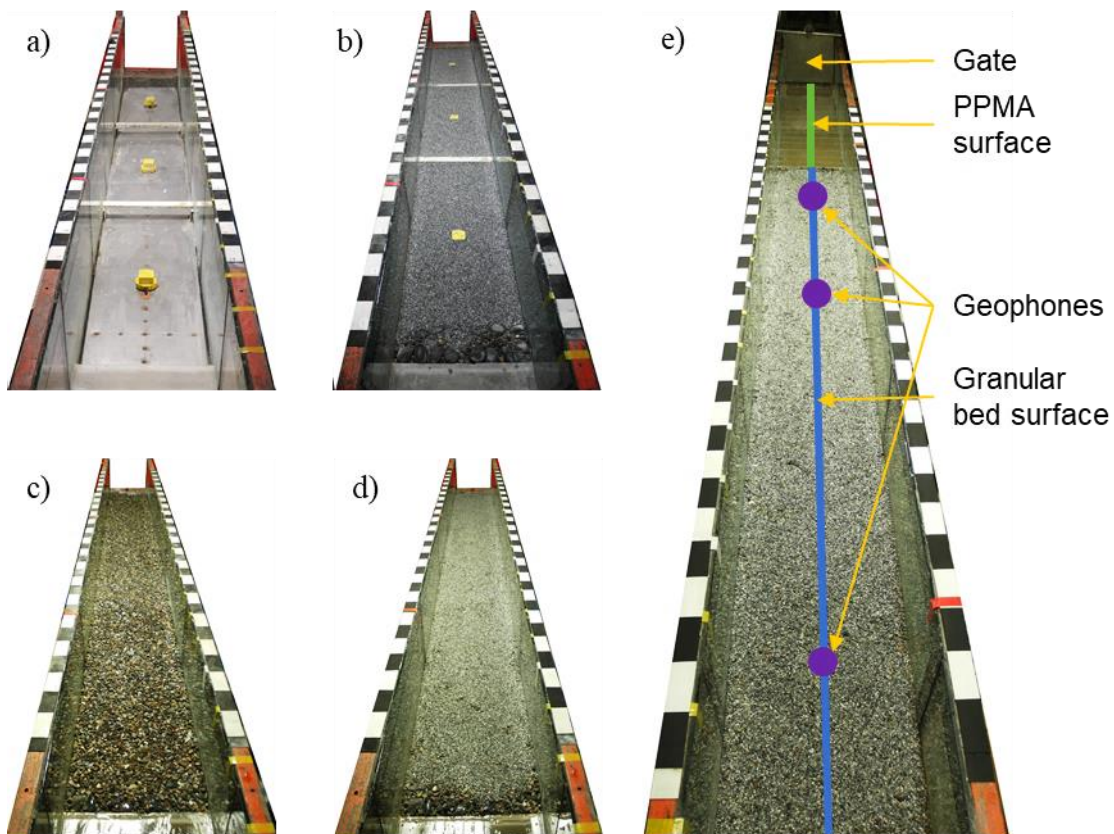


圖 3.9 水槽底床設置步驟 (a)固定地聲儀 (b)鋪上細顆粒 (c) 鋪上粗  
顆粒 (d) 最上層再鋪上細顆粒 (e) 完整實驗設置及地聲儀位置

實驗開始前，先在渠槽中加水使土砂材料和底床皆保持濕潤飽和。  
待底床飽和和土砂材料達飽和時，地聲探測器和錄影機開始記錄資訊，  
紀錄試驗環境之資訊(環境噪訊與初始光源分佈狀態)。

試驗開始時則將上游匣門打開，釋放飽和土砂，製造人造土石流，當土石流抵達水槽的末端，會流入堆積平台，一直堆積到土石流材料停止流動。

進行下次試驗前，堆積的材料粗顆粒材料和細顆粒材料會混在一起，所以需重新進行篩分析以便重複實驗。

在實驗中，本計畫針對不同流量與初始土砂條件做了4組實驗。第一、二組實驗，試驗之流量為 $0.002\text{ m}^3/\text{sec}$ ，第三組實驗的流量為 $0.00175\text{ m}^3/\text{sec}$ 。第四組實驗則另外在第二個地聲探測器下游200mm的地方多設置一鋼製壩(如：圖3.10)，並控制流量為 $0.002\text{ m}^3/\text{sec}$ 。基於實驗尺度較小，為了使土石流材料流動，4組實驗都以傾角 $24^\circ$ 來進行。

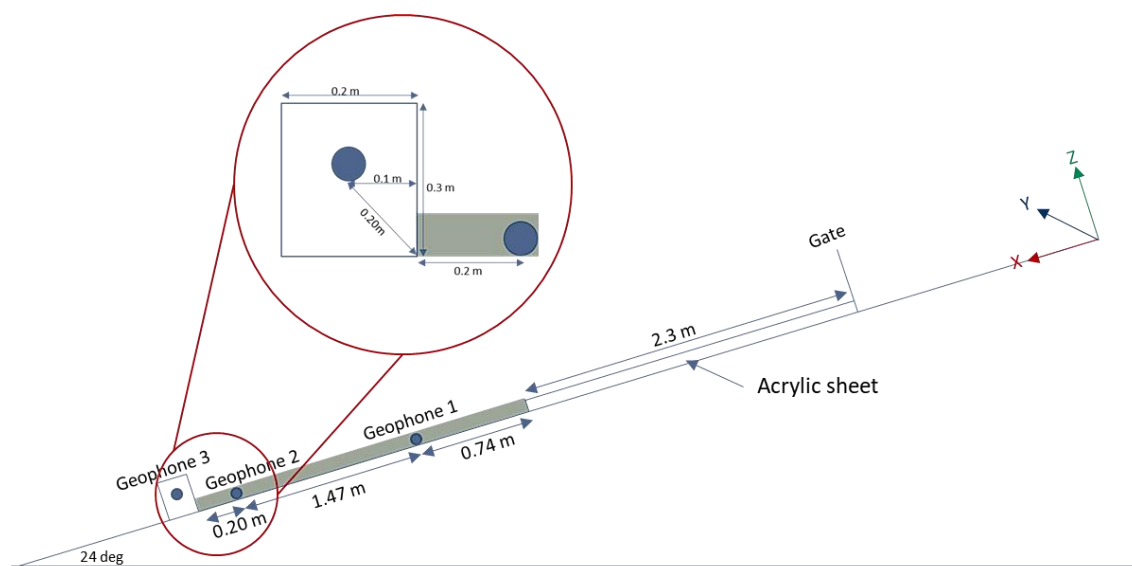


圖 3.10 圖示為使用鋼製 hollow dam 第四組實驗實驗配置圖



### 第三節 試驗資料分析

#### 一、最大能量頻率

先將地聲檢知器紀錄的振動訊號的時間順序經過傅立葉轉換可以得到振動訊號的頻譜。接下來使用非線性回歸可以從數據中得到最大振動能量的代表頻率。

#### 二、回歸模型

土石流所發出的震動聲頻通常落在 10-80 Hz，且在波前會觀測到低頻率，而在尾端觀測到高頻率(Huang et al., 2007)。其中具有代表性的頻率通常落在 20-50 Hz (LaHusen, 2005)，且高頻地聲常常是水流所導致的。從本計畫的實驗和 DFT 分析也可以觀測到同樣的趨勢。

從試驗中發現，土石流波前、土石流流動過程與土石流波尾所觀測到的頻譜各有其峰值，且均為常態分佈。因此本計畫透過線性疊加來對這三組常態分佈的頻率進行疊加。因此這三個高斯分佈頻率的非線性回歸模型為

$$f(F) = \sum_{n=1}^3 \alpha_n \exp \left\{ -\frac{1}{2} \left[ \frac{F - \mu_n}{\sigma_n} \right]^2 \right\} \quad (3.54)$$

其中  $F$  是欲分析的頻率範圍， $\alpha_n$  是函數的振幅， $\mu_n$  是峰值的位置以及  $\sigma_n$  是分佈趨勢。高斯函數有三個未知變數，若考慮三個函數就會產生九個未知變數，因此本計畫透過加權最小平方回歸法去回歸這九個未知變數。

另外考慮到頻率分佈屬於常態分佈，本計畫也將僅含一個高斯函數的模型納入回歸分析，並與三個高斯分佈的結果做比較。以下圖 3.11 是通過兩個模型做出來的頻率結果的對比。

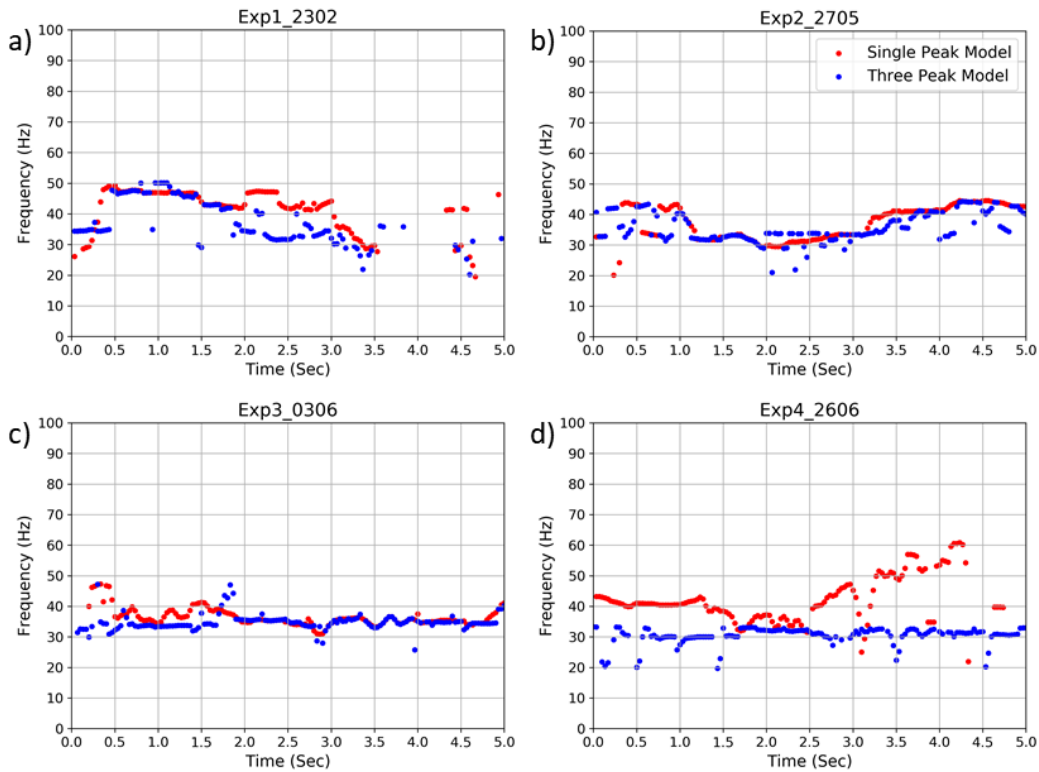


圖 3.11 用三峰模型和單峰模型做出的回歸結果對比，實驗(b) 和 (c) 用兩個模型做出來的結果很相近，實驗(a)有一些差距且實驗 (d)在四組實驗中有最大差距

儘管本計畫使用三峰模型來得到低頻率(10-20)，中頻率(20-50)和高頻率(50-100)，但在本計畫只對中頻率進行分析。低頻率被排除是因為本計畫採用的地聲檢知器的自然頻率是 $10\text{ Hz} \pm 2.5\%$ ，這使得在這範圍中由共振產生的振幅不能被分辨與排除。而高頻率被排除的原因是因為高頻通常是水流所發出，不是我們所關心的部分，故排除。

加權最小方差是一個被廣泛運用在許多模型上的工具，這個方法有別於普通的最小平方回歸法，加權最小方差針對數據的代表性給每一個數據不同的權重。在此方法中，本計畫通過變異數的倒數做為該數據組合的權重，所以變異數越低的數據組合會有越高的權重，但本實驗專注在偵測峰值的頻率，故數據本身的能量能作為數據的權重。

式(3.55)為加權最小方差的關係式。

$$\operatorname{argmin}(e) = \sum w_i [y_i - f(x)_i]^2 \quad (3.55)$$

而 $e$ 是平方剩餘誤差的總和，需要最小。 $w_i$ 是權重函數， $y_i$ 是真實數據，而 $f(x)_i$ 是預測函數。

### 三、頻率與速度的觀察

首先檢查頻率與速度是否存在線性關係，本計畫先將最大能量頻率與表面流速作圖，如：圖 3.12。從圖 3.12 中發現以線性回歸相關都很低，顯示類都普勒效應似乎不存在。

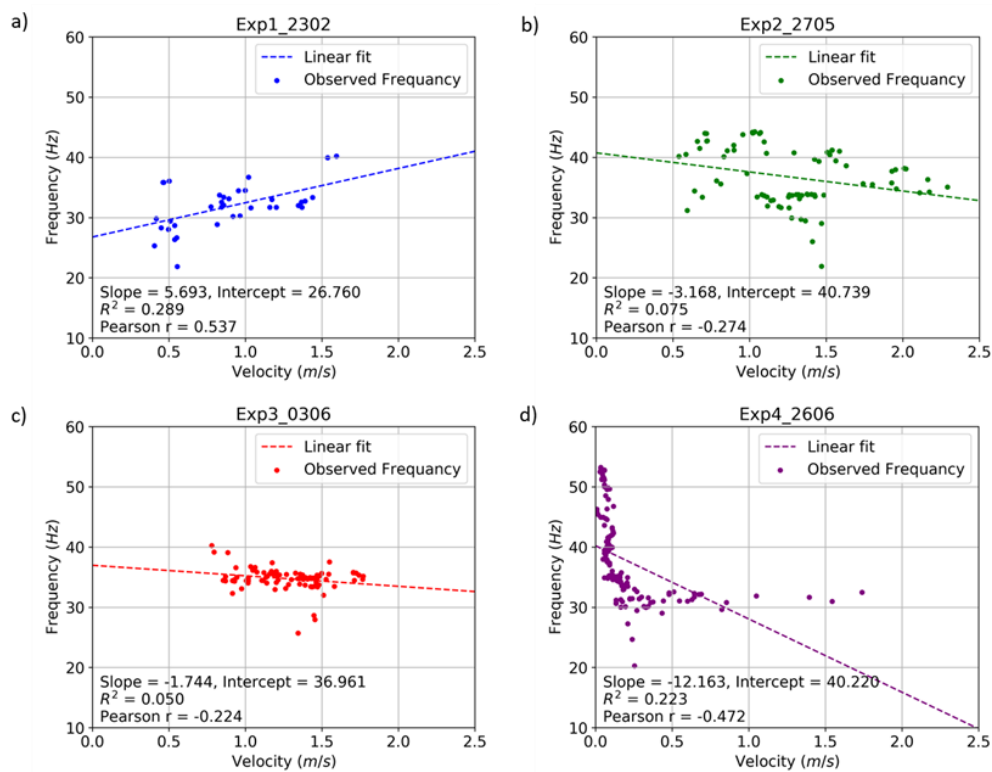


圖 3.12 四個試驗頻率與表面流速結果對比，(a)試驗一(b)試驗二 (c)試驗三(d)試驗四。

圖 3.12 至圖 3.15 分別顯示實驗 1 到 4 正規化頻率/表面速度對表面速度的平方的作圖。

藍色的點是前 2-3 秒的初始點，綠色的點是 3-4 秒的點，黃色的點是 4-5 秒的點，紫色的點是 5-6 秒的點。紅色的點標示出實驗 1 至 4 中相對穩定的點。在這些試驗中，低流速的土石流比較穩定。且這些實驗都有一個共同的趨勢，就是當流速從快變慢，斜率會一直維持負的，且趨近無窮當土石流趨向穩定。

在深入探討實驗 1 至 4。實驗 4 的穩定狀態下的斜率不尋常的高，接下來是實驗 1 的斜率，速度變化較平緩的實驗 2 的斜率比實驗 3 的高。

儘管式子顯示當土石流達穩態(steady)時，速度為常數，式(3.51)式(3.53)等號右邊的變數都為常數。這表示頻率/速度都應該是常數，也就是說斜率將趨近於無窮大。根據實驗做出來的數據，頻率/速度在穩定狀態下僅僅是趨近於理論上的實驗結果。這是因為理論在推導時假設土石流會達到完美穩定狀態。即使試驗結果中都存在一小部分分散的資料點位無法用理論解釋，在四個實驗中都可歸納出相同的趨勢。

若我們比較頻率解析度與表面速度，實驗 2 和 3 可以觀察出頻率在尾端會達到一個常數，大約是 40Hz，但當速度變快，頻率會下降。實驗 4 的結果顯示當達到穩定狀態時，頻率從 35Hz 慢慢上升到 50Hz，這可能是因為實驗 4 不止模擬土石流，還有壩體和砂石互相撞擊的搬運狀況。這與前面幾個實驗完全不同。

但是不管哪一個試驗，這些相關性都不佳，因此可由試驗數據認定都普勒效應公式不適用於土石流。

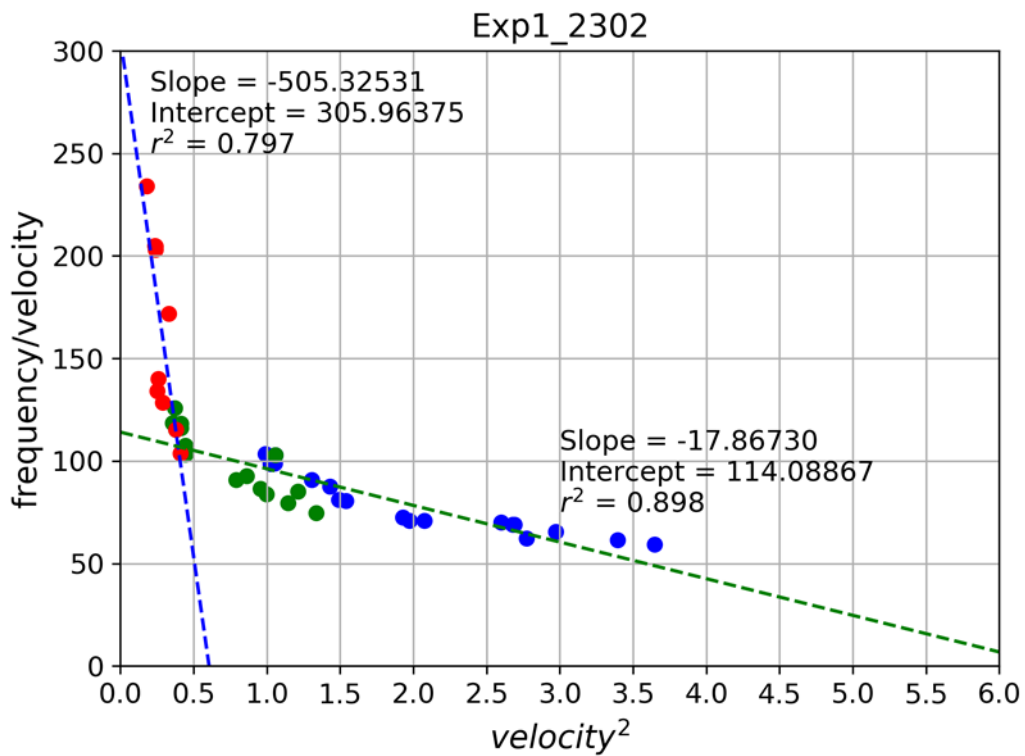


圖 3.13 實驗一正規化頻率/速度對速度的平方的作圖

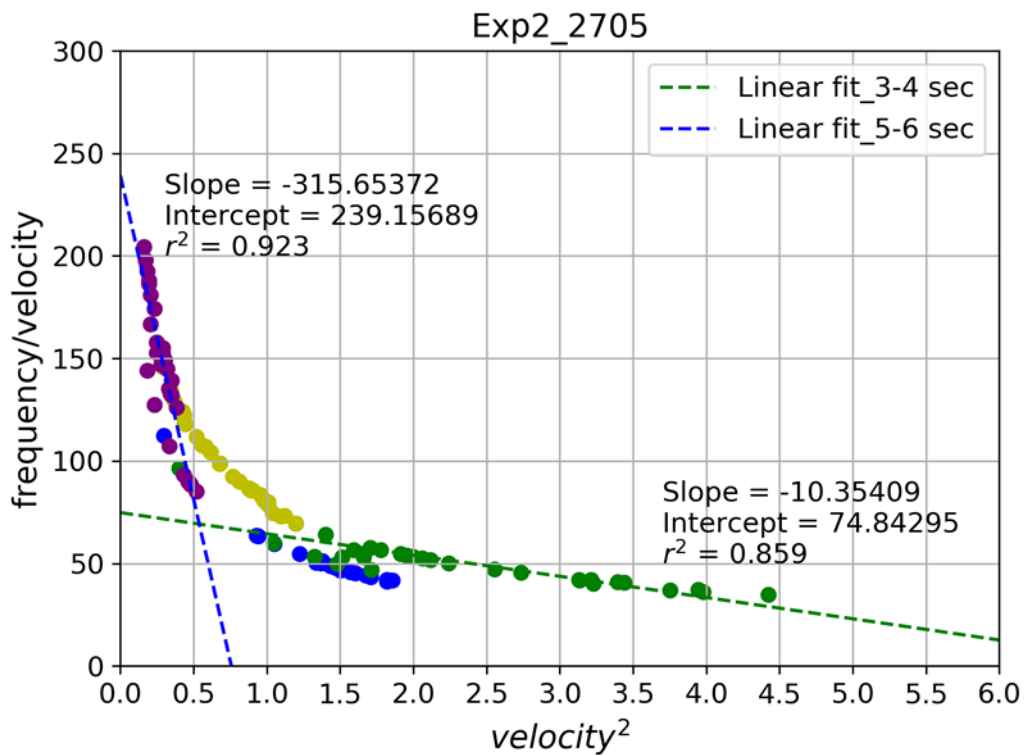


圖 3.14 實驗二正規化頻率/速度對速度的平方的作圖

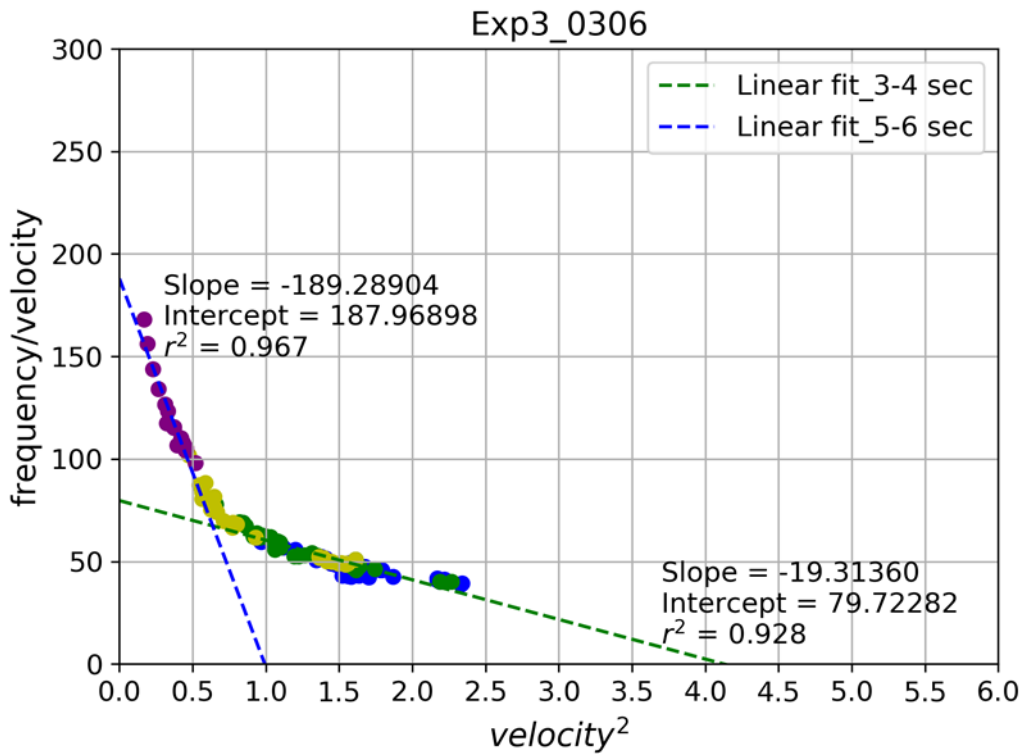


圖 3.15 實驗三正規化頻率/速度對速度的平方的作圖

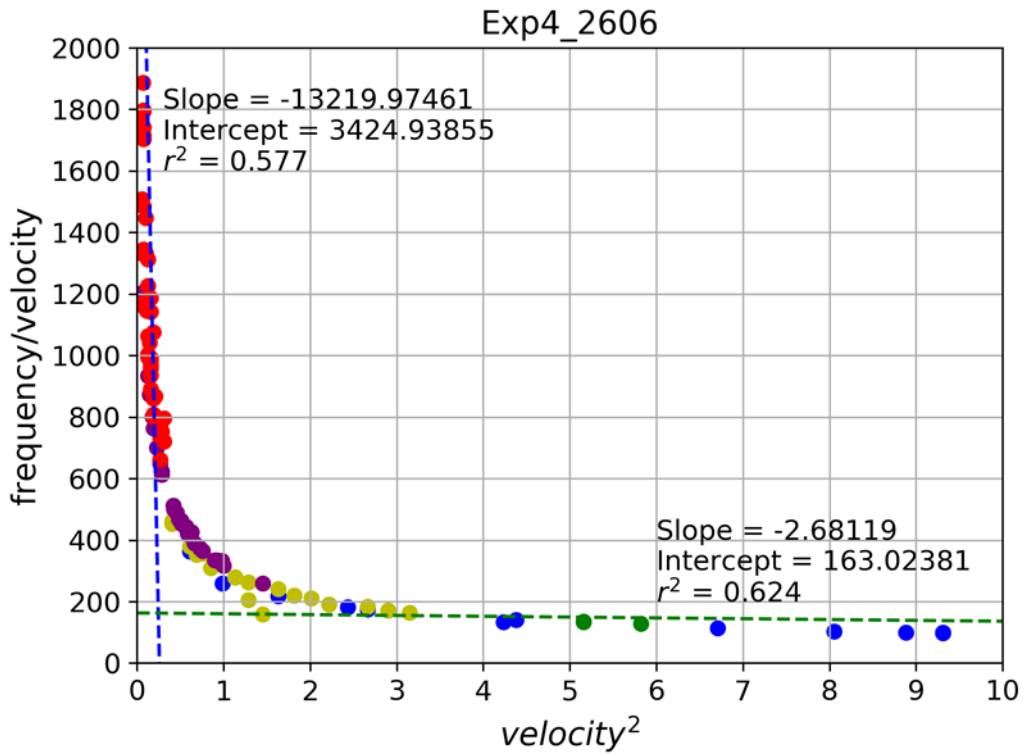


圖 3.16 實驗四正規化頻率/速度對速度的平方的作圖

正規化方程式

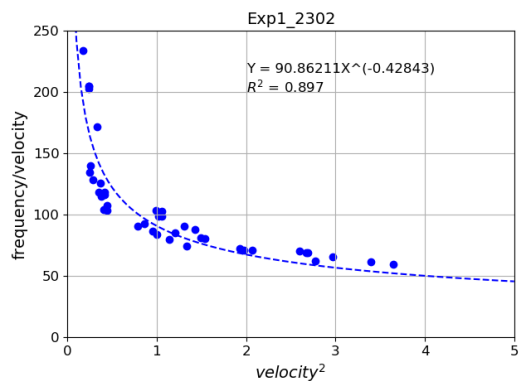
$$\frac{\bar{f}}{\bar{c}} = Kl + \frac{1}{2}Kl\bar{c}^2 \frac{c_0^2}{c_p^2} \quad (3.56)$$

圖中 Y 軸為  $\frac{\bar{f}}{\bar{c}}$ ，X 軸為  $\bar{c}^2$ ，其中  $\bar{f} = \frac{f \cdot l}{c_0}$  為正規化頻率， $\bar{c} = \frac{c}{c_0}$  為正規化流動速度， $l$  是土石流的流動長度=2， $c_0$  為平均流動速度（在單次試驗中是常數）。若使用  $Y = aX^n$  之模型去回歸此試驗數據，其係數與相關性則如表 3.2。

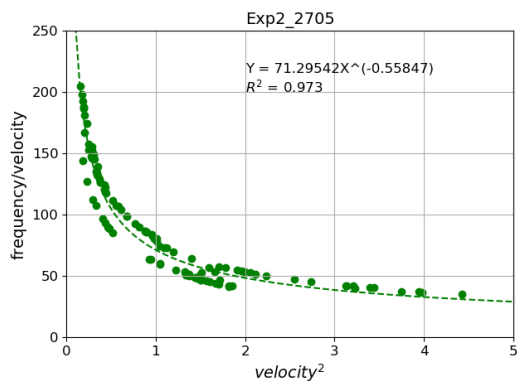
表 3.2 實驗數據

	Constant (a)	Power (n)	R <sup>2</sup>	$l$	$c_0$
Exp_1	90.86211	-0.42843	0.897	2	0.834941
Exp_2	71.29542	-0.55847	0.973	2	1.089879
Exp_3	62.07181	-0.58866	0.993	2	1.157646
Exp_4	391.50549	-0.51905	0.995	2	0.211397
Exp_1-2-3	70.51647	-0.51803	0.953	2	1.077153
Exp_1-2-3-4	101.60779	-0.51929	0.996	2	0.773714

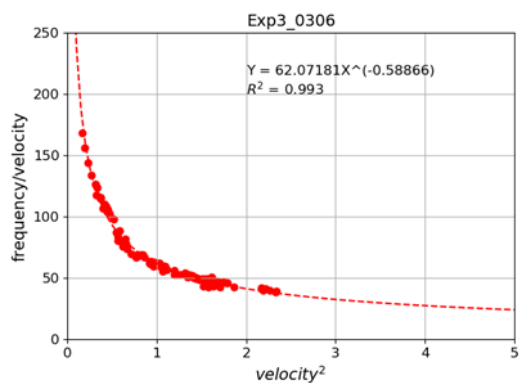
(a) 實驗一數據



(b) 實驗二數據



(c) 實驗三數據



(d) 實驗四數據

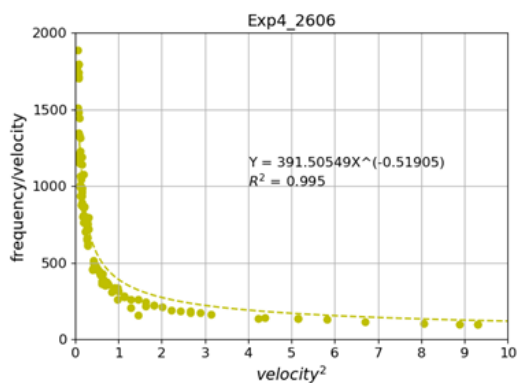
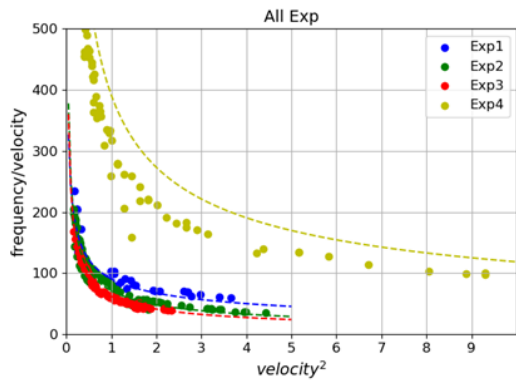


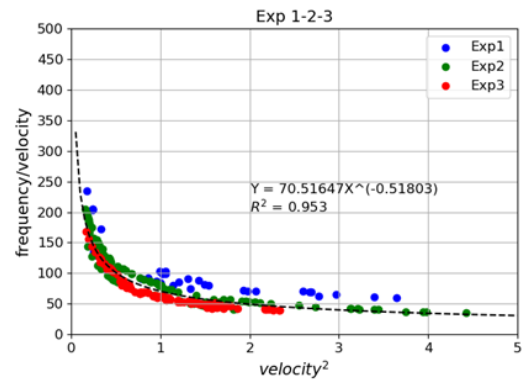
圖 3.17 單獨計算實驗 1 至 4 數據



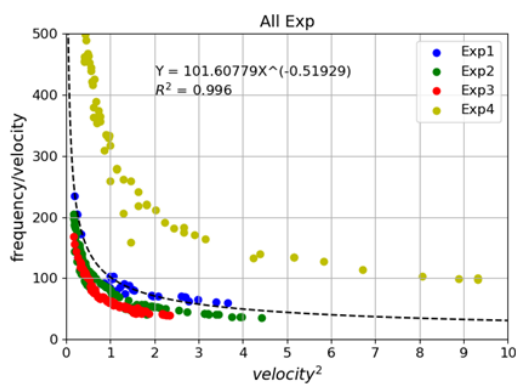
(a) 實驗 1 至 4 合併數據 (分開合併)



(b) 實驗 1 至 3 合併數據 (分開合併)



(c) 實驗 1 至 4 合併數據 (單獨合併)



(d) 實驗 1 至 3 合併數據 (單獨合併)

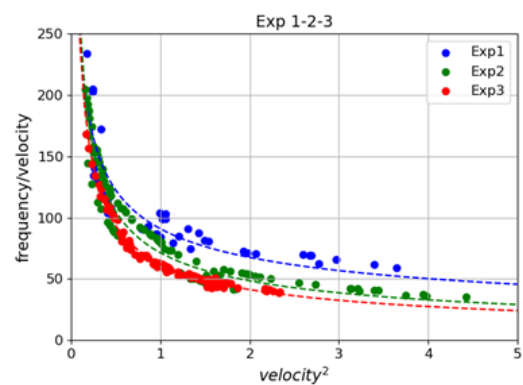


圖 3.18 實驗數據圖表

## 第四節 地聲與流量

將室內水槽試驗由測向錄影畫面，追蹤出表面流速，然後與 5-60Hz 總能量做圖。

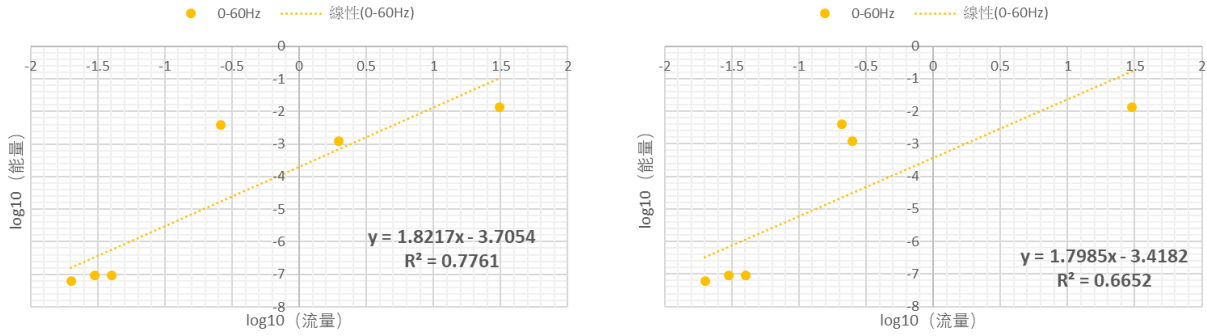


圖 3.19 0-60Hz 頻率區間能量與流量之關係

圖 3.20 為頻率 40-60Hz 的能量釋放關係，實驗 1-3 的能量釋放曲線與現地的能量釋放曲線非常相近。但是，第 4 個實驗看起來是個錯誤。這可能是因為第四個實驗不止包括土石流，還模擬了潰壩和泥沙運輸所造成的影響。

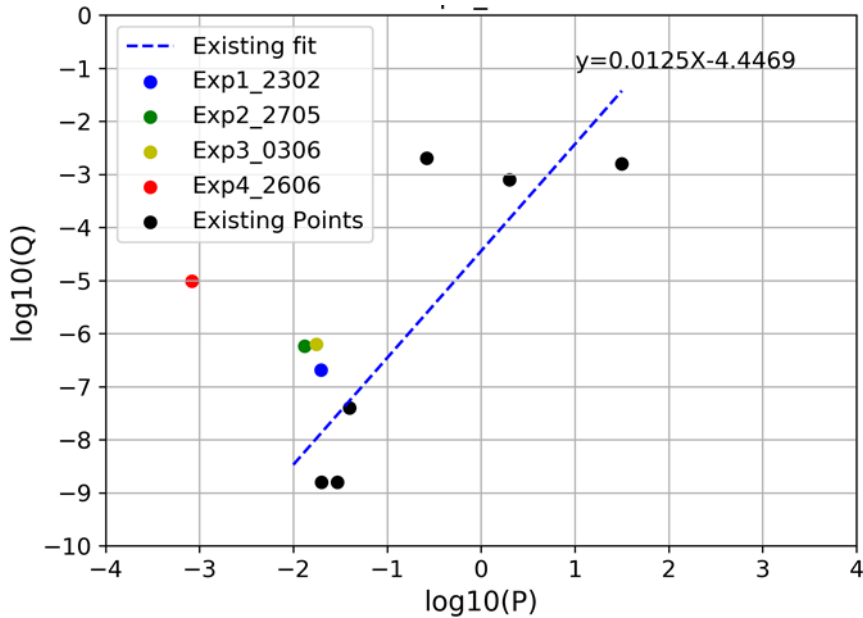


圖 3.20 40-60Hz 的釋放能量

## 第四章 地聲安裝於壩內的狀況

### 第一節 基本理論

從 P 波和 S 波的波動方程推導過程可以看出，P 波是由正向應力產生的，S 波是由剪應力產生的。

由於本計畫之研究對象為土石流，是由固體的礫石和液體的水組成，其中水的成分居多，所以在土石流介質中，雖然有 S 波的存在，但通常都難以傳播。因此，針對大壩內的研究中，不對 S 波進行討論。而 P 波的波動方程式，即為本研究之控制方程式

$$\frac{d^2}{dt^2}(\nabla\phi) = C_p^2 \nabla^2(\nabla\phi) \quad (4.1)$$

此時的位移方程  $\mathbf{u} = \nabla\phi$ 。為避免混淆， $\mathbf{u}$  表示 P 波和 S 波的總位移。後文中只用標量  $\phi$  來表示研究中要討論的 P 波位移方程。

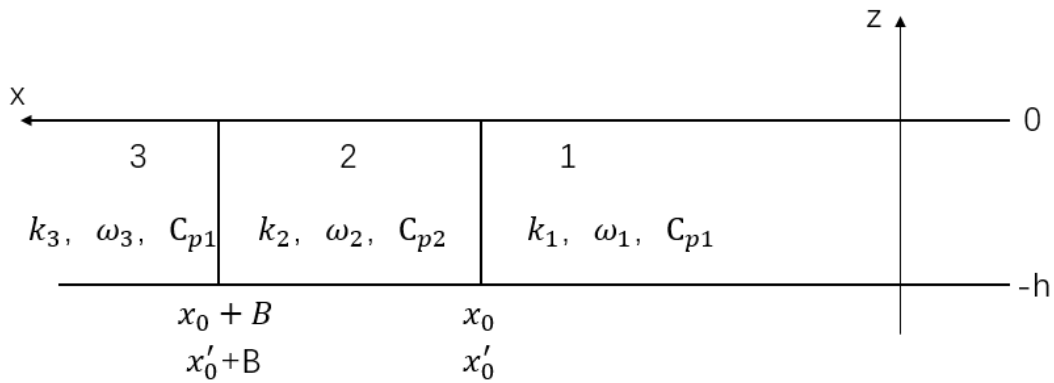


圖 4.1 土石流的聲場環境

在本文的研究環境中，土石流產生的波場為土石流和大壩。假設  $y$  方向無限長(即大壩斷面非常長)，控制方程只考慮  $x-z$  二維平面，以土石流發生的地方為原點建立卡氏座標， $x$  軸在大壩的上表面。土石流在大壩右側堆積然後翻越大壩，用  $h$  表示大壩高度和土石流堆積的最大深度，大壩厚(寬) $B$  遠小於地聲波長。

控制方程在卡氏座標中表示為：

$$\frac{d^2\phi}{dt^2} = C_p^2 \left( \frac{d^2\phi}{dx^2} + \frac{d^2\phi}{dz^2} \right) \quad (4.2)$$

## 第二節 邊界條件和起始條件

### 一、Z 方向邊界條件

上邊界  $z=0$  是自由表面，此表面上會發生聲波的全反射。由於  $z>0$  的區域沒有能與土石流產生應力的介質，所以應力  $\sigma_{zz} = 0$ ，通過應力和應變線性的關係得到上表面應變  $\varepsilon_{zz} = \frac{\partial\phi}{\partial z} = 0$ 。下表面  $z=-h$  是土石流與底床等剛性固體的界面，界面上應力為 0，同樣得到  $\frac{\partial\phi}{\partial z} = 0$  的邊界條件。

垂直方向的邊界條件  $\frac{\partial\phi}{\partial z} = X(x)Z'(0)T(t) = X(x)Z'(-h)T(t) = 0$ ，在其三個因式  $X$ 、 $Z'$ 、 $T$  中， $X$  和  $T$  不可能是 0，所以此邊界條件代表著只可能  $Z'(0) = Z'(-h) = 0$ 。

### 二、X 方向邊界條件

$x$  方向的正負方向是無窮域，因為位移方程  $\phi$  是有限函數，及在  $x$  的取值範圍內， $X$  都必須有限。在本研究當中，大壩在  $x$  軸的正方向上，而介質中考慮的波也是往  $x$  軸正方向的右行波，因此在區域 1 中滿足負無窮上  $X'(-\infty) = \text{有限}$ 。同理區域 3 中滿足正無窮上  $X'(+\infty) = \text{有限}$ 。而大壩內部，由於大壩邊界的存在，區域 2 中  $X$  方向的波只考慮大壩邊界而不考慮正負無窮遠的邊界條件。

大壩的左右面上的邊界滿足連續方程，其中包括位移連續和應力連續。左邊界  $x = x_0$  上，位移連續滿足  $\phi^1|_{x=x_0^-} = \phi^2|_{x=x_0}$ ，應力連續滿足  $\sigma_{xx}^1|_{x=x_0^-} = \sigma_{xx}^2|_{x=x_0^+}$ ，經過應力到應變的轉換變為  $\frac{\partial\phi^1}{\partial x}|_{x=x_0^-} =$

$\frac{\partial \phi^2}{\partial x} \Big|_{x=x_0^+}$ 。同理，在右邊界  $x = x_0 + B$  上，位移連續滿足  $\phi^2 \Big|_{x=(x_0+B)^-} = \phi^3 \Big|_{x=(x_0+B)^+}$ ，應力連續滿足方程  $\frac{\partial \phi^2}{\partial x} \Big|_{x=(x_0+B)^-} = \frac{\partial \phi^3}{\partial x} \Big|_{x=(x_0+B)^+}$ 。受介質影響，位移方程  $\phi$  中的三個因式都有可能發生改變，所以大壩左右面的邊界條件需要同時考慮 X、Z、T。

### 三、起始條件

我們取土石流發生的瞬間為時間軸起點，在  $t=0$  的時刻，介質中尚且未有土石流引起的位移， $\phi = X(x)Z(z)T(t) = 0$ ，三個因式中 X 和 Z 不可能是 0，所以初始條件代表著只可能  $T'(0) = 0$ 。

綜上，邊界條件有：

$$\begin{cases} Z'(0) = 0 \\ Z'(-h) = 0 \\ X'(-\infty) = \text{有限} \end{cases} \quad (4.3)$$

$$\begin{cases} \phi^1 \Big|_{x=x_0^-} = \phi^2 \Big|_{x=x_0} \\ \frac{\partial \phi^1}{\partial x} \Big|_{x=x_0^-} = \frac{\partial \phi^2}{\partial x} \Big|_{x=x_0^+} \\ \phi^2 \Big|_{x=(x_0+B)^-} = \phi^3 \Big|_{x=(x_0+B)^+} \\ \frac{\partial \phi^2}{\partial x} \Big|_{x=(x_0+B)^-} = \frac{\partial \phi^3}{\partial x} \Big|_{x=(x_0+B)^+} \end{cases} \quad (4.4)$$

時間條件有：

$$\begin{cases} T'(+\infty) = \text{有限} \\ T'(0) = 0 \end{cases} \quad (4.5)$$

### 第三節 解方程式

位移方程  $\phi$  僅由  $x$ 、 $z$ 、 $t$  組成，且它們相互獨立，所以  $\phi$  可以表示為  $\phi = X(x)Z(z)T(t)$ ，將其代入控制方程中可得到  $\frac{1}{C_p^2} XZT'' = X''ZT +$

$XZ''T$ ，將等號兩邊同除以  $XZT$ ，則控制方程可簡化如下

$$\frac{1}{C_p^2} \cdot \frac{T''}{T} = \frac{X''}{X} + \frac{Z''}{Z} \quad (4.6)$$

對上式做分離變量，得到方程組：
$$\begin{cases} X'' = K_x \cdot X \\ Z'' = K_z \cdot Z \\ T'' = C_p^2 K_t \cdot T \end{cases}$$

其中： $K_t = K_z + K_x$ 。

而  $K_t = K_z + K_x$ ，且  $K_t = (n\pi/h)^2 + K_x$  為特徵值

解答可表示為

大壩右側無窮常區域 1：

$$\begin{aligned} \phi = \sum_{n=0}^{\infty} [C_{x1} \exp(\sqrt{K_x}x) + C_{x2} \sin(\sqrt{K_x}x) + C_{x3} \cos(\sqrt{K_x}x)] \\ \cdot C_n \cos\left(\frac{n\pi}{h}z\right) \cdot C_t \cos(C_p \sqrt{K_t}t) \end{aligned} \quad (4.7)$$

大壩中間兩側受限區域 2 中：

$$\begin{aligned} \phi = \sum_{n=0}^{\infty} [C_{x1} \exp(\sqrt{K_x}x) + C_{x2} \exp(-\sqrt{K_x}x) + C_{x3} \sin(\sqrt{K_x}x) \\ + C_{x4} \cos(\sqrt{K_x}x)] \cdot C_n \cos\left(\frac{n\pi}{h}z\right) \cdot C_t \cos(C_p \sqrt{K_t}t) \end{aligned} \quad (4.8)$$

大壩左側無窮長區域 3：

$$\begin{aligned} \phi = \sum_{n=0}^{\infty} [C_{x1} \exp(-\sqrt{K_x}x) + C_{x2} \sin(\sqrt{K_x}x) + C_{x3} \cos(\sqrt{K_x}x)] \\ \cdot C_n \cos\left(\frac{n\pi}{h}z\right) \cdot C_t \cos(C_p \sqrt{K_t}t) \end{aligned} \quad (4.9)$$

將方程中的  $x$  和  $t$  進行整理並取實數部，整理後的方程依照  $x$  和  $t$  之間的關係分為左行波和右行波。以下只列出往  $x$  軸正方向傳遞的解：

區域 1 中：

$$\begin{aligned} \phi = \sum_{n=0}^{\infty} \left[ C_{n1} \exp(\sqrt{K_x}x) \cos \left( C_p \sqrt{\left(\frac{n\pi}{h}\right)^2 + K_x t} \right) \right. \\ \left. + C_{n2} \cos \left( \sqrt{K_x}x - C_p \sqrt{\left(\frac{n\pi}{h}\right)^2 + K_x t} \right) \right] \cdot \cos \left( \frac{n\pi}{h} z \right) \end{aligned} \quad (4.10)$$

區域 2 中：

$$\begin{aligned} \phi = \sum_{n=0}^{\infty} \left[ C_{n1} \exp(\sqrt{K_x}x) \cos \left( C_p \sqrt{\left(\frac{n\pi}{h}\right)^2 + K_x t} \right) \right. \\ \left. + C_{n3} \cos \left( \sqrt{K_x}x - C_p \sqrt{\left(\frac{n\pi}{h}\right)^2 + K_x t} \right) \right] \cdot \cos \left( \frac{n\pi}{h} z \right) \end{aligned} \quad (4.11)$$

區域 3 中：

$$\begin{aligned} \phi = \sum_{n=0}^{\infty} \left[ C_{n1} \exp(-\sqrt{K_x}x) \cos \left( C_p \sqrt{\left(\frac{n\pi}{h}\right)^2 + K_x t} \right) \right. \\ \left. + C_{n2} \cos \left( \sqrt{K_x}x - C_p \sqrt{\left(\frac{n\pi}{h}\right)^2 + K_x t} \right) \right] \cdot \cos \left( \frac{n\pi}{h} z \right) \end{aligned} \quad (4.12)$$

由以上之解答可發現，在地聲傳播的過程中，既有週期波的存在，又有指數衰減的波存在。

## 第四節 大壩邊界與波的振幅

大壩的邊界條件，主要作用是為了得到不同區域中振幅的比值。要通過大壩邊界解算位移方程，先對大壩左右兩邊的邊界條件以及波的成分進行分析。現定義入射波振幅為 $A_n^i$ 反射波振幅為 $A_n^r$ ，透射波振幅為 $B_n^t$ ，再定義各個振幅的上標和下標，如反射波振幅 $A_{na}^{br}$ ，a代表此為第a個反射波振幅，b代表此波所在的區域。

一、大壩的右邊界條件有位移與剪力兩側相等條件：

$$\begin{cases} \phi^1|_{x=x_0^-} = \phi^2|_{x=x_0} \\ \frac{\partial \phi^1}{\partial x}|_{x=x_0^-} = \frac{\partial \phi^2}{\partial x}|_{x=x_0^+} \end{cases} \quad (4.13)$$

大壩的右邊界有聲波從區域1傳播至區域2的過程中，在右邊界上發生反射和透射的現象。區域1包含入射波和反射波，區域2包含透射波，按照所處的區域不同使用不同的位移方程，選取合適的傳播方向，因此右邊界條件可進一步寫成以下形式：

$$\begin{cases} \phi^{1i} + \phi^{1r} = \phi^{2t} \\ \frac{\partial \phi^{1i}}{\partial x} + \frac{\partial \phi^{1r}}{\partial x} = \frac{\partial \phi^{2t}}{\partial x} \end{cases} \quad (x = x_0) \quad (4.14)$$

其中i代表入射波、r代表反射波、t代表穿透波。而大壩右邊界上的波成分可整理如下。

入射波	$\sum_{n=0}^{\infty} A_n^{1i} \cos(\sqrt{K_{x1}}x - \omega_n t) \cdot \cos\left(\frac{n\pi}{h}z\right)$
反射波	$\sum_{n=0}^{\infty} [A_{n1}^{1r} \exp(\sqrt{K_{x1}}x) \cos(\omega_n t) + A_{n2}^{1r} \cos(\sqrt{K_{x1}}x + \omega_n t)] \cdot \cos\left(\frac{n\pi}{h}z\right)$
透射波	$\sum_{n=0}^{\infty} [B_{n1}^{2t} \exp(-\sqrt{K_{x2}}x) \cos(\omega_n t) + B_{n2}^{2t} \cos(\sqrt{K_{x2}}x - \omega_n t)] \cdot \cos\left(\frac{n\pi}{h}z\right)$

入射波和透射波沿x軸正方向傳播，反射波沿x軸負方向傳播。一



般認為入射波不會有衰減的項，反射波存在隨著  $x$  的減小而衰減的波，

透射波則存在隨著  $x$  增大而衰減的波。其中  $\omega_n = C_p \sqrt{\left(\frac{n\pi}{h}\right)^2 + K_x}$ 。

二、大壩的左邊界條件有：

$$\begin{cases} \phi^2|_{x=(x_0+B)^-} = \phi^3|_{x=(x_0+B)^+} \\ \frac{\partial \phi^2}{\partial x}|_{x=(x_0+B)^-} = \frac{\partial \phi^3}{\partial x}|_{x=(x_0+B)^+} \end{cases} \quad (4.15)$$

與大壩右邊界的情況相同，聲波從區域 2 傳播至區域 3 的過程中，同樣在左邊界上發生反射和透射的現象。區域 2 包含入射波和反射波，區域 3 包含透射波，則左邊界條件可進一步寫成以下形式

$$\begin{cases} \phi^{2i} + \phi^{2r} = \phi^{3t} \\ \frac{\partial \phi^{2i}}{\partial x} + \frac{\partial \phi^{2r}}{\partial x} = \frac{\partial \phi^{3t}}{\partial x} \end{cases} \quad (x = x_0 + B) \quad (4.16)$$

而大壩左邊界上的波成分則可整理如下

入射波	$\sum_{n=0}^{\infty} A_n^{2i} \cos(\sqrt{K_{x2}}x - \omega_n t) \cdot \cos\left(\frac{n\pi}{h}z\right)$
反射波	$\sum_{n=0}^{\infty} [A_{n1}^{2r} \exp(\sqrt{K_{x2}}x) \cos(\omega_n t) + A_{n2}^{2r} \cos(\sqrt{K_{x2}}x + \omega_n t)] \cdot \cos\left(\frac{n\pi}{h}z\right)$
透射波	$\sum_{n=0}^{\infty} [B_{n1}^{3t} \exp(-\sqrt{K_{x3}}x) \cos(\omega_n t) + B_{n2}^{3t} \cos(\sqrt{K_{x3}}x - \omega_n t)] \cdot \cos\left(\frac{n\pi}{h}z\right)$

與大壩右邊界相同，入射波和透射波沿  $x$  軸正方向傳播，反射波沿  $x$  軸負方向傳播。反射波存在隨著  $x$  的減小而衰減的波，透射波則存在隨著  $x$  增大而衰減的波。

觀察左右兩個邊界的邊界條件和波的成分發現，左邊界與右邊界的差別僅在  $x$  的取值，及右邊界  $x = x_0$ ，左邊界  $x = x_0 + B$ ，其餘各項則是隨研究的區域改變而變換下標和上標。因此只需解算其中一條邊界的振幅比例，再通過改變  $x$  的取值即可得到另一邊界的振幅比例。

### 三、以右邊界進行計算

將三種成分的波代入位移連續方程得到：

$$\begin{aligned}
 & \sum_{n=0}^{\infty} [A_n^{1i} \cos(\sqrt{K_{x1}}x_0 - \omega_n t) + A_{n1}^{1r} \exp(\sqrt{K_{x1}}x_0) \cos(\omega_n t) \\
 & \quad + A_{n2}^{1r} \cos(\sqrt{K_{x1}}x_0 + \omega_n t)] \cdot \cos\left(\frac{n\pi}{h}z\right) \\
 & = \sum_{n=0}^{\infty} [B_{n1}^{2t} \exp(-\sqrt{K_{x2}}x_0) \cos(\omega_n t) + B_{n2}^{2t} \cos(\sqrt{K_{x2}}x_0 - \omega_n t)] \\
 & \quad \cdot \cos\left(\frac{n\pi}{h}z\right)
 \end{aligned} \tag{4.17}$$

運用三角函數的正交性，將 $\cos\left(\frac{n\pi}{h}z\right)$ 變成帶 n 的係數 $C_n$ ，並將 $C_n$ 與其餘的係數系 $A_n$ ， $B_n$ 合併，方程中的每一個 n 項都滿足：

$$\begin{aligned}
 & A_n^{1i} \cos(\sqrt{K_{x1}}x_0 - \omega_n t) + A_{n1}^{1r} \exp(\sqrt{K_{x1}}x_0) \cos(\omega_n t) \\
 & \quad + A_{n2}^{1r} \cos(\sqrt{K_{x1}}x_0 + \omega_n t) \\
 & = B_{n1}^{2t} \exp(-\sqrt{K_{x2}}x_0) \cos(\omega_n t) + B_{n2}^{2t} \cos(\sqrt{K_{x2}}x_0 - \omega_n t)
 \end{aligned} \tag{4.18}$$

將上式展開，並按照對應相等法則，將含有 $\cos(\omega_n t)$ 的項與含有 $\sin(\omega_n t)$ 的項分別重新整理，可簡化如下

$$\left\{ \begin{aligned}
 & \{A_n^{1i} \cos\sqrt{K_{x1}}x_0 + A_{n1}^{1r} \exp(\sqrt{K_{x1}}x_0) + A_{n2}^{1r} \cos\sqrt{K_{x1}}x_0 \\
 & \quad = B_{n1}^{2t} \exp(-\sqrt{K_{x2}}x_0) + B_{n2}^{2t} \cos\sqrt{K_{x2}}x_0\} \cdot \cos(\omega_n t) \\
 & \{A_n^{1i} \sin\sqrt{K_{x1}}x_0 - A_{n2}^{1r} \sin\sqrt{K_{x1}}x_0 = B_{n2}^{2t} \sin\sqrt{K_{x2}}x_0\} \cdot \sin(\omega_n t)
 \end{aligned} \right.$$

此時只需計算方程組中大括號裡面的等式。

再將三種成分的波帶入應力連續方程得到：

$$\begin{aligned}
& \sum_{n=0}^{\infty} \left[ -\sqrt{K_{x1}} A_n^{1i} \sin(\sqrt{K_{x1}} x_0 - \omega_n t) + \sqrt{K_{x1}} A_{n1}^{1r} \exp(\sqrt{K_{x1}} x_0) \cos(\omega_n t) \right. \\
& \quad \left. - \sqrt{K_{x1}} A_{n2}^{1r} \sin(\sqrt{K_{x1}} x_0 + \omega_n t) \right] \cdot \cos\left(\frac{n\pi}{h} z\right) \\
& = \sum_{n=0}^{\infty} \left[ -\sqrt{K_{x2}} B_{n1}^{2t} \exp(-\sqrt{K_{x2}} x_0) \cos(\omega_n t) \right. \\
& \quad \left. - \sqrt{K_{x2}} B_{n2}^{2t} \sin(\sqrt{K_{x2}} x - \omega_n t) \right] \cdot \cos\left(\frac{n\pi}{h} z\right)
\end{aligned}$$

同樣運用三角函數的正交性，將  $\cos\left(\frac{n\pi}{h} z\right)$  變成帶  $n$  的係數  $C_n$ ，並將  $C_n$  與其餘的係數系  $A_n$ ， $B_n$  合併，上式則可簡化為

$$\begin{aligned}
& -A_n^{1i} \sqrt{K_{x1}} \sin(\sqrt{K_{x1}} x_0 - \omega_n t) + A_{n1}^{1r} \sqrt{K_{x1}} \exp(\sqrt{K_{x1}} x_0) \cos(\omega_n t) \\
& \quad - A_{n2}^{1r} \sqrt{K_{x1}} \sin(\sqrt{K_{x1}} x_0 + \omega_n t) \\
& = -B_{n1}^{2t} \sqrt{K_{x2}} \exp(-\sqrt{K_{x2}} x_0) \cos(\omega_n t) - B_{n2}^{2t} \sqrt{K_{x2}} \sin(\sqrt{K_{x2}} x - \omega_n t)
\end{aligned}$$

接續將上式展開，並按照對應相等法則，將含有  $\cos(\omega_n t)$  的項與含有  $\sin(\omega_n t)$  的項分別重新整理，可簡化如下

$$\left\{ \begin{aligned}
& \{-A_n^{1i} \sqrt{K_{x1}} \sin \sqrt{K_{x1}} x_0 + A_{n1}^{1r} \sqrt{K_{x1}} \exp(\sqrt{K_{x1}} x_0) - A_{n2}^{1r} \sqrt{K_{x1}} \sin \sqrt{K_{x1}} x_0 \\
& \quad = -B_{n1}^{2t} \sqrt{K_{x2}} \exp(-\sqrt{K_{x2}} x_0) - B_{n2}^{2t} \sqrt{K_{x2}} \sin \sqrt{K_{x2}} x_0\} \cdot \cos(\omega_n t) \\
& \{A_n^{1i} \sqrt{K_{x1}} \cos \sqrt{K_{x1}} x_0 - A_{n2}^{1r} \sqrt{K_{x1}} \cos \sqrt{K_{x1}} x_0 = B_{n2}^{2t} \sqrt{K_{x2}} \cos \sqrt{K_{x2}} x_0\} \cdot \sin(\omega_n t)
\end{aligned} \right.$$

此時只需計算方程組中大括號裡面的等式。

接著，則開始求解位移連續和應力連續的方程式如下

$$\left\{ \begin{aligned}
& A_n^{1i} \cos \sqrt{K_{x1}} x_0 + A_{n1}^{1r} \exp(\sqrt{K_{x1}} x_0) + A_{n2}^{1r} \cos \sqrt{K_{x1}} x_0 \\
& \quad = B_{n1}^{2t} \exp(-\sqrt{K_{x2}} x_0) + B_{n2}^{2t} \cos \sqrt{K_{x2}} x_0 \\
& A_n^{1i} \sin \sqrt{K_{x1}} x_0 - A_{n2}^{1r} \sin \sqrt{K_{x1}} x_0 = B_{n2}^{2t} \sin \sqrt{K_{x2}} x_0 \\
& -A_n^{1i} \sqrt{K_{x1}} \sin \sqrt{K_{x1}} x_0 + A_{n1}^{1r} \sqrt{K_{x1}} \exp(\sqrt{K_{x1}} x_0) - A_{n2}^{1r} \sqrt{K_{x1}} \sin \sqrt{K_{x1}} x_0 \\
& \quad = -B_{n1}^{2t} \sqrt{K_{x2}} \exp(-\sqrt{K_{x2}} x_0) - B_{n2}^{2t} \sqrt{K_{x2}} \sin \sqrt{K_{x2}} x_0 \\
& A_n^{1i} \sqrt{K_{x1}} \cos \sqrt{K_{x1}} x_0 - A_{n2}^{1r} \sqrt{K_{x1}} \cos \sqrt{K_{x1}} x_0 = B_{n2}^{2t} \sqrt{K_{x2}} \cos \sqrt{K_{x2}} x_0
\end{aligned} \right.$$

現已知道，大壩右邊界的坐標 $x_0$ 為一特定的 $x$ 值，為方便計算將 $z$ 軸移動至大壩右邊界，取 $x_0 = 0$ ，關係式可簡化如下

$$\left\{ \begin{array}{l} A_{n1}^{1r} = -\sqrt{\frac{K_{x2}}{K_{x1}}} B_{n1}^{2t} \\ A_n^{1i} \sin\sqrt{K_{x1}} x_0 - A_{n2}^{1r} \sin\sqrt{K_{x1}} x_0 = B_{n2}^{2t} \sin\sqrt{K_{x2}} x_0 \\ A_{n2}^{1r} = \frac{\sqrt{K_{x1}} - \sqrt{K_{x2}}}{\sqrt{K_{x1}} + \sqrt{K_{x2}}} A_n^{1i} + \sqrt{\frac{K_{x2}}{K_{x1}}} B_{n1}^{2t} \\ B_{n2}^{2t} = \frac{2\sqrt{K_{x1}}}{\sqrt{K_{x1}} + \sqrt{K_{x2}}} A_n^{1i} - B_{n1}^{2t} \end{array} \right.$$

經過變換後的左邊界坐標為 $x_0 = B$ ，導出關係式：

$$\sqrt{\frac{K_{x1}}{K_{x2}}} = \frac{\sin\sqrt{K_{x1}}B \cdot \cos\sqrt{K_{x2}}B}{\sin\sqrt{K_{x2}}B \cdot \cos\sqrt{K_{x1}}B}$$

$$A_{n1}^{1r} = B_{n1}^{2t} e^{-\sqrt{K_{x2}}B} \left[ 1 - \left( \sqrt{\frac{K_{x2}}{K_{x1}}} + 1 \right) \frac{\cos\sqrt{K_{x2}}B}{\cos\sqrt{K_{x2}}B + \sin\sqrt{K_{x2}}B} \right] + A_n^{1i} \left[ \cos\sqrt{K_{x1}}B + 1 - \frac{2(\cos\sqrt{K_{x1}}B + \sin\sqrt{K_{x1}}B)\cos\sqrt{K_{x2}}B}{\cos\sqrt{K_{x2}}B + \sin\sqrt{K_{x2}}B} \right]$$

$$A_{n2}^{1r} = A_n^{1i} \left( 1 - \frac{2\sqrt{K_{x2}}}{\sqrt{K_{x1}} + \sqrt{K_{x2}}} \cdot \frac{\cos\sqrt{K_{x1}}B + \sin\sqrt{K_{x1}}B}{\cos\sqrt{K_{x2}}B + \sin\sqrt{K_{x2}}B} \cdot \frac{\cos\sqrt{K_{x2}}B}{\cos\sqrt{K_{x1}}B} \right) + B_{n2}^{2t} \sqrt{\frac{K_{x2}}{K_{x1}}} \cdot \frac{e^{-\sqrt{K_{x2}}B}}{\cos\sqrt{K_{x2}}B + \sin\sqrt{K_{x2}}B} \cdot \frac{\cos\sqrt{K_{x2}}B}{\cos\sqrt{K_{x1}}B}$$

$$B_{n2}^{2t} = A_n^{1i} \frac{2\sqrt{K_{x1}}}{\sqrt{K_{x1}} + \sqrt{K_{x2}}} \cdot \frac{\cos\sqrt{K_{x1}}B + \sin\sqrt{K_{x1}}B}{\cos\sqrt{K_{x2}}B + \sin\sqrt{K_{x2}}B} - B_{n1}^{2t} \frac{e^{-\sqrt{K_{x2}}B}}{\cos\sqrt{K_{x2}}B + \sin\sqrt{K_{x2}}B}$$

令 $\xi = \cos\sqrt{K_{x1}}B + \sin\sqrt{K_{x1}}B$ ， $\eta = \cos\sqrt{K_{x2}}B + \sin\sqrt{K_{x2}}B$ ，則可導出關係式

$$\sqrt{\frac{K_{x1}}{K_{x2}}} = \frac{\sin\sqrt{K_{x1}}B \cdot \cos\sqrt{K_{x2}}B}{\sin\sqrt{K_{x2}}B \cdot \cos\sqrt{K_{x1}}B}$$

$$A_{n1}^{1r} = B_{n1}^{2t} e^{-\sqrt{K_{x2}}x_0} \left[ 1 - \left( \sqrt{\frac{K_{x2}}{K_{x1}}} + 1 \right) \frac{\cos\sqrt{K_{x2}}B}{\eta} \right] + A_n^{1i} \left[ \cos\sqrt{K_{x1}}B + 1 - \frac{2\xi\cos\sqrt{K_{x2}}B}{\eta} \right]$$

並導出關係式之係數

$$A_{n2}^{1r} = A_n^{1i} \left( 1 - \frac{2\sqrt{K_{x2}}}{\sqrt{K_{x1}}+\sqrt{K_{x2}}} \cdot \frac{\xi\cos\sqrt{K_{x2}}B}{\eta\cos\sqrt{K_{x1}}B} \right) + B_{n2}^{2t} \sqrt{\frac{K_{x2}}{K_{x1}}} \cdot \frac{e^{-\sqrt{K_{x2}}B}}{\eta} \cdot \frac{\cos\sqrt{K_{x2}}B}{\cos\sqrt{K_{x1}}B} \quad (4.19)$$

$$B_{n2}^{2t} = A_n^{1i} \frac{2\sqrt{K_{x1}}}{\sqrt{K_{x1}}+\sqrt{K_{x2}}} \cdot \frac{\xi}{\eta} - B_{n1}^{2t} \frac{e^{-\sqrt{K_{x2}}B}}{\eta} \quad (4.20)$$

#### 四、反射係數和透射係數

在第三節當中，本計畫已經求得了大壩兩側各個波的振幅，現在要求兩側的反射係數和透射係數。定義反射係數為 R，透射係數為 T，再定義各係數下標，如反射係數  $R_{ab}$ ，ab 代表此為從區域 a 傳播至區域 b 的入射波產生的反射波係數。

(一)、大壩右側（入射波從區域 1 傳至區域 2）：

$$R_{12} = \frac{\sqrt{K_{x1}}-\sqrt{K_{x2}}}{\sqrt{K_{x1}}+\sqrt{K_{x2}}} + \sqrt{\frac{K_{x2}}{K_{x1}}} \cdot \frac{B_{n1}^{2t}}{A_n^{1i}} \quad (4.21)$$

$$T_{12} = \frac{2\sqrt{K_{x1}}}{\sqrt{K_{x1}}+\sqrt{K_{x2}}} - \frac{B_{n1}^{2t}}{A_n^{1i}} \quad (4.22)$$

(二)、大壩左側（入射波從區域 2 傳至區域 3）：

$$R_{23} = \left( 1 - \frac{2\sqrt{K_{x2}}}{\sqrt{K_{x1}}+\sqrt{K_{x2}}} \cdot \frac{\xi\cos\sqrt{K_{x2}}B}{\eta\cos\sqrt{K_{x1}}B} \right) + \frac{B_{n1}^{3t}}{A_n^{2i}} \sqrt{\frac{K_{x2}}{K_{x1}}} \cdot \frac{e^{-\sqrt{K_{x2}}B}}{\eta} \cdot \frac{\cos\sqrt{K_{x2}}B}{\cos\sqrt{K_{x1}}B} \quad (4.23)$$

$$T_{23} = -\frac{B_{n1}^{3t}}{A_n^{2i}} \frac{e^{-\sqrt{K_{x2}}B}}{\eta} + \frac{2\sqrt{K_{x1}}}{\sqrt{K_{x1}}+\sqrt{K_{x2}}} \cdot \frac{\xi}{\eta} \quad (4.24)$$

#### 五、大壩內部

在本文的研究環境中，由於大壩的厚度小於聲波的波長，類似於在聲場中插入了一塊薄板。這導致有一部分的震聲波從大壩右側進入大

壩後，會在大壩內部反覆反射。

對上述情況進行振幅求解，經過核驗，(4.21)到(4.24)式的規律仍然適用，及邊界條件方程只有  $x$  一個變數，其餘包括振幅、 $K_x$  等參數只隨研究的區域不同而改變上標和下標。

因此，此處直接從(4.19)的右邊界中給出此時的各振幅：

$$\begin{cases} A_{n1}^{2r} = -\sqrt{\frac{K_{x1}}{K_{x2}}} B_{n1}^{1t} \\ A_{n2}^{2r} = \frac{\sqrt{K_{x2}} - \sqrt{K_{x1}}}{\sqrt{K_{x2}} + \sqrt{K_{x1}}} A_n^{2i} + \sqrt{\frac{K_{x1}}{K_{x2}}} B_{n1}^{1t} \\ B_{n2}^{1t} = \frac{2\sqrt{K_{x2}}}{\sqrt{K_{x1}} + \sqrt{K_{x2}}} A_n^{2i} - B_{n1}^{1t} \end{cases} \quad (4.25)$$

由此得到的反射係數和透射係數如下

$$R_{21} = \frac{\sqrt{K_{x2}} - \sqrt{K_{x1}}}{\sqrt{K_{x2}} + \sqrt{K_{x1}}} + \sqrt{\frac{K_{x1}}{K_{x2}}} \frac{B_{n1}^{1t}}{A_n^{2i}} \quad (4.26)$$

$$T_{21} = \frac{2\sqrt{K_{x2}}}{\sqrt{K_{x1}} + \sqrt{K_{x2}}} - \frac{B_{n1}^{1t}}{A_n^{2i}} \quad (4.27)$$

有了這三類反射與透射，可以建立進入大壩內部的透射波（2t）在大壩內部反覆反射的模型。

從圖中可以很明顯的看到，當地聲埋設在大壩內部的時候，所接收到的信號是大量反射波疊加後的結果。要得到反射任意次數後的振幅總和，則可用等比數列求和。

假設透射波（2t）的振幅為 $a_0$ ，先將反射的次數分為奇數次和偶數次，奇數次的反射即為最後一次反射是在大壩左邊界上進行的，偶數次的反射即為最後一次反射是在大壩右邊界上進行的。由此，對反射  $n$  次後的振幅，可得到如下兩個算式

$$\begin{cases} a_{2p} = a_0 \cdot R_{23}^p \cdot R_{21}^p \\ a_{2p+1} = a_0 \cdot R_{23}^{p+1} \cdot R_{21}^p \end{cases}$$

其中  $p$  為任一自然數， $2p$  和  $2p+1$  涵蓋整個  $n$  的數集。對所有反射波振幅求和，當  $n$  為偶數時

$$\begin{aligned} A &= \frac{a_0 - a_0 \cdot R_{23}^{p+1} \cdot R_{21}^{p+1}}{1 - R_{23} \cdot R_{21}} + \frac{a_0 \cdot R_{23} - a_0 \cdot R_{23}^{p+1} \cdot R_{21}^p}{1 - R_{23} \cdot R_{21}} \\ &= \frac{a_0 R_{23}}{1 - R_{23} \cdot R_{21}} [1 - (R_{23} R_{21})^p - (R_{23} R_{21})^{p+1} + (R_{23} R_{21})^{2p+1}] \end{aligned} \quad (4.28)$$

而當  $n$  為奇數時

$$\begin{aligned} A &= \frac{a_0 - a_0 \cdot R_{23}^{p+1} \cdot R_{21}^{p+1}}{1 - R_{23} \cdot R_{21}} + \frac{a_0 \cdot R_{23} - a_0 \cdot R_{23}^{p+2} \cdot R_{21}^{p+1}}{1 - R_{23} \cdot R_{21}} \\ &= \frac{a_0 R_{23}}{1 - R_{23} \cdot R_{21}} [1 - 2(R_{23} R_{21})^{p+1} + (R_{23} R_{21})^{2p+2}] \end{aligned} \quad (4.29)$$

在假設壩體兩側材質相同的情況下，其反射與透射係數可簡化並整理如下表 4.1。

表 4.1 大壩邊界之反射係數與透射係數

大壩邊界	反射係數	透射係數
右邊界	$R_{12} = R_{21} = \frac{1}{2}$	$T_{12} = T_{21} = \frac{1}{2}$
左邊界	$R_{23} = \frac{e^{-kB}}{2(\cos kB + \sin kB)}$	$T_{23} = 1 - \frac{e^{-kB}}{2(\cos kB + \sin kB)}$

觀察表 4.1 中之反射係數與透射係數可發現，當  $\cos kB + \sin kB = 0$  時，則會有共振發生，意即  $\tan kB = -1$ ，並可解出

$$k = 5\pi/4B、7\pi/4B、11\pi/4B、13\pi/4B\dots \quad (4.30)$$

由於波速  $C = \omega/k$ ，而其共振之角頻率則可導出如下

$$\omega = Ck = 5\pi C / 4B、7\pi C / 4B、11\pi C / 4B、13\pi C / 4B\dots \quad (4.31)$$

## 第五節 試驗驗證

為了驗證推導出來的結果，本計畫以 3.2 節的第四次試驗做分析，其試驗的配置如圖 4.2。

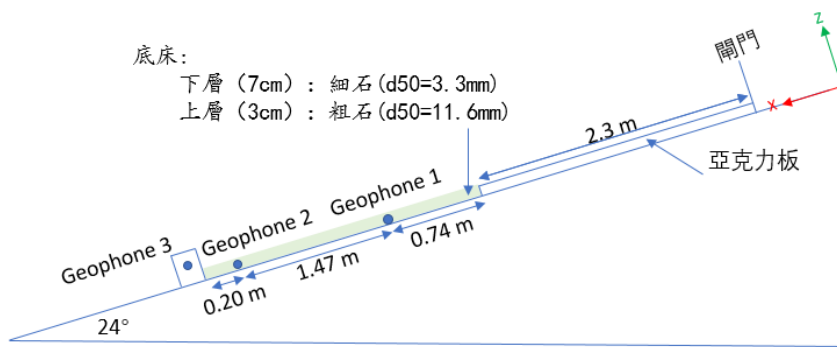


圖 4.2 地聲實驗中使用水槽的模型

由上圖，水槽主要分為三個部分如下：

- 一、前 2.3m 閘門以及過渡區；
- 二、接下來 2.4m 土石流流動區；
- 三、大壩 0.2m。

土石流流動區全長為 2.41m，底床總厚度為 10cm，其中下層厚 7cm，由粒徑 3.3mm 的細石組成；上層厚 3cm，由粒徑 11.6mm 的粗石組成。粗石能夠有效防止土石流沖刷破壞底床。壩前的土石流流動區中埋設有兩個地聲，第一個地聲距離壓克力板 0.74m，第二個地聲在大壩前 0.2m 處，用來測量大壩前的振動訊號。

在大壩的部分，其高度為 0.3m，厚度為 0.2m，左右兩側的外殼是鐵，頂部不封蓋，內部則用礫石填充固定。填充之礫石同樣分為上下兩層，下層為厚 25cm 的 3.3mm 粒徑之細石，上層則鋪設厚 5cm 的 11.6mm



粒徑之粗石，並在細粒徑中埋設一個地聲探測器，用來收集大壩內部的振動訊號(見圖 4.3)。

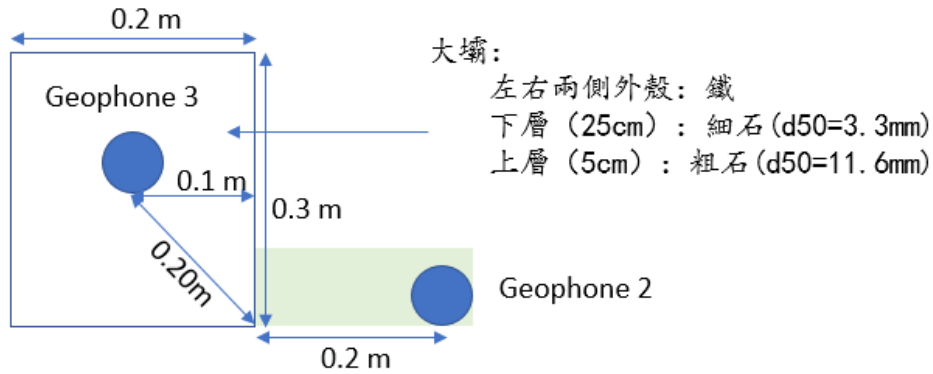


圖 4.3 使用的大壩模型

在試驗中，透過 x 方向和 z 方向之振動訊號之頻率分析，其總振幅 A 可被計算( $A = \sqrt{x^2 + z^2}$ )如下圖 4.4 與圖 4.5

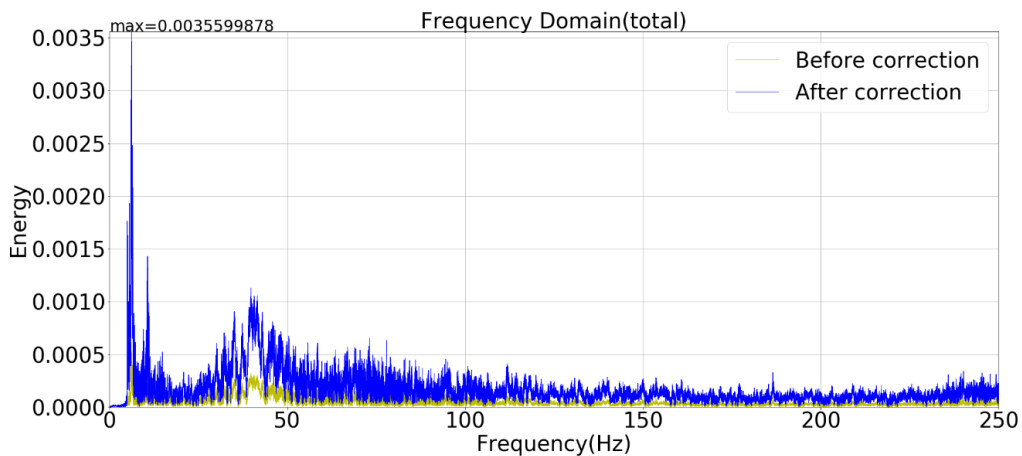


圖 4.4 Geophone2：修正前以及修正後的頻域圖

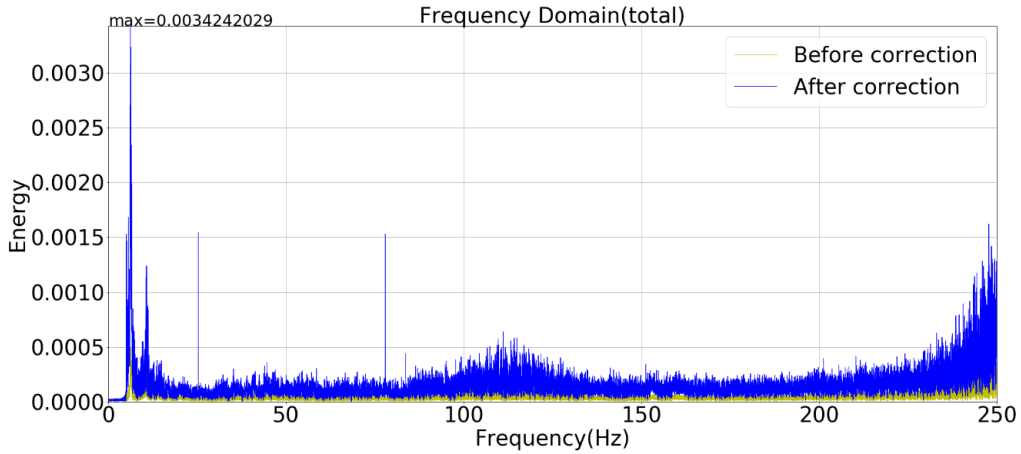


圖 4.5 Geophone3：修正前以及修正後的頻域圖

由圖 4.2 與 4.3 可發現，大壩內(Geophone3)與大壩前(Geophone2)的頻率分布差很多，尤其在高頻地區所產生的頻率峰值，若第一個 70Hz 為大壩之共振頻率，則可推算後面的共振頻率為：115Hz，255Hz... . 其中 286Hz 之後的頻率以及超出頻譜上限，因此看不到，但是 115Hz 的確是另外一個峰值。

要注意的是大壩外地聲訊號在 20-60Hz 間，最大能量為大壩內的 4 倍，且大壩內多了高頻的頻率，因此以下將透過前述理論推導的反射折射係數來檢驗這些頻率點。

首先看土石流的特徵頻率，能量最高約在 35Hz，比較壩外與壩內，壩外的能量約為壩內同頻率的四倍。如果我們假設土石流震聲波將先經過鐵板再進入壩內的土石中，並假設進入鐵板前的振幅是  $A$   $T_{12}$  是鐵板右邊界的透射係數，震聲波進入大壩後的振幅為：

$$A_1 = A \cdot T_{12}$$

$T_{23}$  是鐵板左邊界的透射係數，震聲波再次進入土石介質的振幅：

$$A_2 = A_1 \cdot T_{23} = A \cdot T_{12} T_{23}$$

將  $T = T_{12} T_{23}$  定義為鐵板整體的透射係數，其展開式可整理如下

$$T = \left[ \frac{2\sqrt{K_{x1}}}{\sqrt{K_{x1}} + \sqrt{K_{x2}}} - \frac{2\sqrt{K_{x2}K_{x1}}}{(\sqrt{K_{x1}} + \sqrt{K_{x2}})^2} \right] \cdot \left[ \frac{2\sqrt{K_{x1}}}{\sqrt{K_{x1}} + \sqrt{K_{x2}}} \cdot \frac{\xi}{\eta} - \frac{2\sqrt{K_{x2}K_{x1}}}{(\sqrt{K_{x1}} + \sqrt{K_{x2}})^2} \frac{e^{-\sqrt{K_{x2}B}}}{\eta} \right]$$

若鐵板的厚度  $B$  趨近於 0 時，上式則可化簡如下

$$T = \left[ \frac{2\sqrt{K_{x1}}}{\sqrt{K_{x1}} + \sqrt{K_{x2}}} - \frac{2\sqrt{K_{x2}K_{x1}}}{(\sqrt{K_{x1}} + \sqrt{K_{x2}})^2} \right]^2$$

$$= \left[ \frac{2\sqrt{K_{x1}}}{\sqrt{K_{x1}} + \sqrt{K_{x2}}} \left( 1 - \frac{\sqrt{K_{x2}}}{\sqrt{K_{x1}} + \sqrt{K_{x2}}} \right) \right]^2$$

在兩介質  $k$  值差不多的前提下， $T = 1/4$  恰好為本試驗結果。



## 第五章 影像分析

### 第一節 以影像偵測土石流

要從影片中取得土石流的資訊，一般就是指取得土石流的流深、流速、土石流中顆粒大小或粒徑分布，但事實上要利用影像來判斷土石流的資訊，一定就面對資訊不完整的事實，因此在一般影像常用的方法，都無法得到最佳的資訊，例如最常用來求取流速的光流法(optical flow)，在畫質良好、亮度不變的情況，的確是可以用的，但是在充滿泥水的環境，就必須修改才能使用。

#### 一、前人研究

早期由 Gibson 在 1950 年首先提出光流法(optical flow)的概念，光流為三維空間運動的物體在觀察成像二維平面上，像素點的瞬時速度，是利用圖像序列中，像素亮度在時間域上的變化，以及相鄰幀之間的相關性，來找到上一幀與當前幀之間存在的對應關係，從而計算出相鄰幀之間物體的運動信息得一種方法。

Horn 和 Schunck 在 1980 年正式提出光流計算方法，將二維圖像運動場與像素灰度建立相關性，引入光流條件方程式，得到光流計算的基礎方法，其主要的假設為：相鄰圖像幀間亮度恆定。

目前絕大多數研究都是採取此方式去設法擷取影像中資訊，例如流速、流深等，然後利用這些資訊再去進行預警或產生有用的資訊，但是這種方式碰到許多困難，第一是影像模糊，非常難以持續追蹤特定物件，第二是計算時間龐大，以致無法進行即時計算。

而有不少人採取時間上畫素顏色差異分析土石流(Kao1 etc. 2013),

但是仍然遇到要成功偵測，就需要調整門檻值的問題，也無法自動運作

## 二、理論概念

本研究為了採取能即時計算與偵測的方式，回到類似以人類眼睛判斷事件的標準，即畫面中有大量土石流來的時候，此時影片中會有大量畫素改變灰階值，此灰階值改變就是人眼看到且依以判斷是否有土石流事件的主要條件，因此本研究採計每一禎畫面的總灰階值改變，然後依據此改變量來做預警。當然除了總灰階值改變，為了反應這是土石流事件，灰階值變化必須符合土石流來的特徵，前鋒波高大且通常於波前會延續兩秒左右(不同於偶發或人為事件通常時間極短)，這些考慮形成了以下的總灰階值預警方法。

### 第二節 以影像偵測土石流

一般影像分析用於土石流預警時，往往都從影像中萃取出波前到來，波速或巨石流速等資訊，然後以這些資訊當作預警的條件，但是真實事件中，或者因為大雨，或者因為泥水，又或者因為土石流本身就不一定有完整定義的形體等因素，想萃取出這些物理資訊的嘗試，並非不成功，而是不夠準確，引此就產生了預警是否準確的問題，但是土石流由肉眼判斷時，人人類判斷的標準就是一大片(或大規模)的泥水夾雜石頭留下，肉眼能夠清楚的判定顏色變化與事件規模，卻無法萃取出物理資訊，但是以肉眼判斷的標準，就可以直接拿來做為土石流的預警，本節嘗試以此條件來作預警，而非先萃取出物理因子，再給予物理因子門檻值作為預警的方式。

當土石流事件發生時，巨礫通常會集中於前端，形成明顯的波前，前鋒都會以較陡的坡度形成前峰。因此在光度反射上，就會產生不同

的亮度值，而土石流到達後，因為泥水與石頭的組成，本身的亮度與土石流到達前的水流亮度也有很大的差異，因此利用這些亮度差異，就可以偵測土石流是否到達。因此可以在河道中畫出一個追蹤區塊 (ROI, Region of interest)，只要該區塊的平均亮度值快速改變，且改變延續超過兩秒，就代表土石流到達。

因此只要對 ROI 中像素亮度值做統計，計算每一幀影像的平均亮度值，以土石流到達前的訊號當作環境雜訊，平均亮度值改變的速度很快且延續一段時間，這條件就可以當作土石流預警地條件，這原理與地聲探測器的預警原理相同。

此法另一個好處是，即使在下大雨或光線不佳時，物理參數無法萃取的情況下，本法因為是看大範圍的平均值，不會受天候的影響太大，因此能應用於氣候不佳、雨滴附著於攝影機鏡頭的影像，甚至光線微弱的情況下。

### 一、總灰階值法

當土石流事件發生時，泥水夾雜大量石頭在河道中移動，由於重力作用，巨礫通常會集中於前端，形成一個有坡度的明顯波前，泥水以及坡度陡的土石流前鋒會反映出不同的亮度值，在人眼的判斷下，土石流發生前後會有劇烈的亮度值變化，以及顏色上的差異，但土石流是沒有特定顏色的，因此利用亮度值的差異偵測土石流事件是否發生。於是，在開始分析影像灰階值之前先在河道中畫出一個追蹤區塊 (Region of interest, ROI)，計算每一幀影像 ROI 中的平均灰階值及其隨時間的改變速率，以土石流事件發生前的環境亮度改變速率作為雜訊，去除雜訊後率定出平均亮度值的基準值，以平均亮度值改變快速與劇烈，並且事件須持續發生兩秒以上，做為偵測土石流前鋒的條件，

以排除瞬間但劇烈的灰階值差異事件。

### (一)、定義 ROI

土石流常發生於山谷之間，為了供給攝影機電力以及避免其被沖毀，攝影機因應當地地形架設於河道兩側，以側向或斜向的方式拍攝河道，攝影機架設的遠近和焦距，決定拍攝畫面河道和其他靜態背景的面積比例，然而，當影像涵蓋大面積不必要的背景時，土石流事件發生於佔影像面積比例少的河道，則土石流事件造成的灰階值改變在影像中的影響力小，則會降低偵測事件的靈敏度；因此，在影像涵蓋大面積不必要的背景時，在預計土石流會發生的河道區域劃出分析範圍，切割影像中的局部區域(Region of interest；ROI)作為影像分析區域，目的為分割出影像中有意義的區塊，除了能更明顯的看見土石流事件造成影像亮度值的變化，亦可減少程式資訊的計算量。

### (二)、擷取灰階化影像

由於土石流沒有特定的顏色，無法以顏色作為偵測土石流事件的標準，因此將彩色影像灰階化，僅留下亮度資訊，並且用以減少的計算量。擷取影片第  $t$  秒的影像，灰階化先前定義的 ROI 範圍內的像素，然而，灰階化的計算是很主觀的，通常依照使用者的需求做公式的選擇，常見的灰階化公式有平均值法和加權平均法；由於本研究嘗試以人眼判斷土石流事件的標準判釋土石流事件的發生與否，在此使用國際電信聯盟(International Telecommunication Union,ITU)所訂定的加權平均法公式將彩色影像灰階化，公式中三原色的權重係數依據人眼對該顏色的感光程度而設計，反映出人眼對綠色的感光度最敏感，對藍色最不敏感。



$$f(x, y) = \frac{R(x,y)+G(x,y)+B(x,y)}{3} \quad (5.1)$$

$$f(x, y) = 0.299 \times R(x, y) + 0.578 \times G(x, y) + 0.144 \times B(x, y) \quad (5.2)$$

其中 $x, y$ 為影像二維座標，函數 $f$ 、 $R$ 、 $G$ 、 $B$ 分別為二維影像座標 $(x, y)$ 的灰階值、紅色亮度值、綠色亮度值、藍色亮度值，在此採用 256 個級度分類灰階值，則其範圍皆介於 0 至 255 之間，數值對應之亮度由暗到亮。

### (三)、平均灰階值計算

接著透過對 ROI 中的像素作灰階值的統計，則可以得到該影像 ROI 中的灰階值分布，繪製成影像直方圖(如圖 5.1 所示)，加總像素的灰階值得到總灰階值，再除以像素的總數量可得到其平均灰階值，平均灰階值的計算公式如下，

$$\bar{f}(t) = \frac{\sum_{x=1}^M \sum_{y=1}^N f(x, y, t)}{MN} \quad (5.3)$$

其中 $t$ 為以秒為單位的時間， $\bar{f}(t)$ 為影像平均灰階值， $M$ 為 ROI 中影像二維座標  $x$  方向像素數量， $N$ 為  $y$  座標方向像素數量。又時間與幀數的關係式為

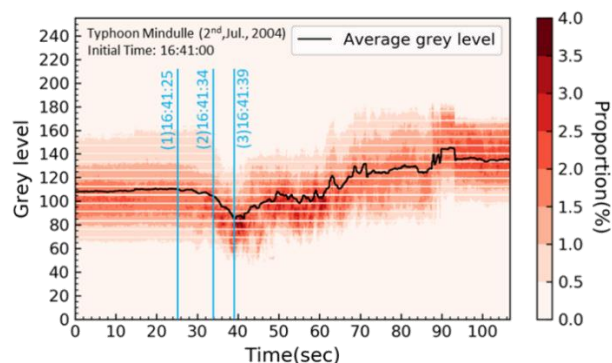
$$t = n \times \frac{1}{fps} \quad (5.4)$$

式中 $t$ 為以秒為單位的時間， $n$  為影像幀數， $fps$  為幀率，單位為幀數/秒。

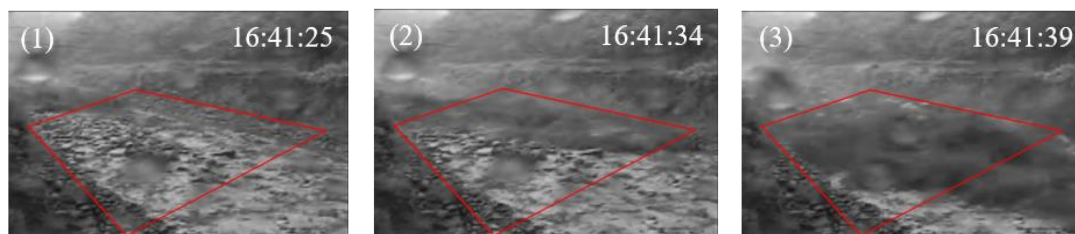
以發生於南投縣神木村愛玉子溪的土石流事件影片為例，定義 ROI 後(圖 5.1(b)中的紅框)，透過對影片作灰階值統計分析，繪製該場事件灰階值分布隨時間變化圖(圖 5.1(a))，而灰階值分布隨時間變化圖的時間剖面即為該時間點的影像直方圖。由人眼判釋土石流事件於影片第 25 秒時即將進入 ROI 區域，平均灰階值由第 25 秒的 109.835

下降至第 39 秒的 88.483，表示當土石流進入影像時，前鋒夾雜泥水和巨石，使得影像畫面變暗，而後大量泥水進入河道，水面反光使得平均灰階值攀升。

(a)



(b)



(c)

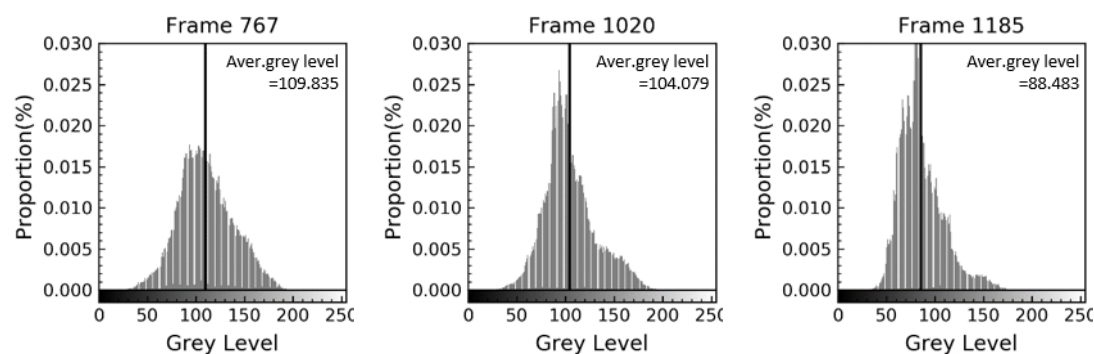


圖 5.1 2004 年 7 月 2 日愛玉子溪土石流之影像灰階值分布隨時間變化圖；a. ROI 中影像灰階值分布隨時間變化圖，b 與 c 分別為 a 圖上三個時間點之原始影像以及灰階值分布圖。其中，灰階值分布圖之橫坐標採用 256 種灰階值，座標軸旁繪有該灰階值於影像中相對應的亮度，縱軸為 ROI 影像中該灰階值的像數量佔總像素量的比例，黑色垂直線代表

ROI 平均灰階值的位置；(1)土石流前鋒尚未進入 ROI，影像平均灰階值為 109.835，(2)土石流前鋒到達 ROI 中心處，影像平均灰階值為 104.079，(3)土石流前鋒通過 ROI 下游邊界，影像平均灰階值為 88.483。

影像的平均亮度值受環境亮度(如天氣、晝夜)和河道流況所影響，拍攝每張影像的當下，環境亮度值都不同，因此若以平均亮度值改變量當作偵測事件的指標因子時，沒有一個固定的基準值，但我們能知道在任何事件發生之前，河道的流況是穩態的或變化緩慢的，所以平均亮度值在長時間的周期內應保持相近的數值，相反的，當事件發生時的灰階值變化相對於環境亮度改變來的劇烈且快速，因此可使用河道流況為穩態情況下的灰階值變化速率，做為事件偵測的基準。

#### (四)、資料平均

土石流事件發生前，平均灰階值曲線應保持相近的數值，但圖 5.1c 的平均灰階值曲線上卻存在著微小且快速變化的波動，這是由隨時間變化的環境亮度所造成的雜訊，此種高頻擾動所造成的不規則脈衝會影響後續的數據處理，為了消除短期波動，突出當下平均灰階值在時間上的趨勢，應用中心移動平均法的概念於此，以第 $t$ 秒(第 $n$ 幀)的數據為中心，以該數據左右相同數量的數據點建立一個數據集，並透過向前位移改變數據集。

$$\bar{f}(t) = \frac{\sum_{i=-\frac{(m-1)}{2}}^{\frac{(m-1)}{2}} \bar{f}(t+i\Delta t)}{m} \quad (5.5)$$

其中 $\bar{f}(t)$ 為雜訊平均後的平均灰階值， $\bar{f}(t)$ 為第 $t$ 秒時的平均灰階值， $\Delta t$ 為每兩幀影像之間的時間間隔，即為單位時間， $\Delta T$ 為中央平均移動法之延時，單位為秒， $m$ 為在延時 $\Delta T$ 中，中央平均移動法之延時所包含的數據長度，單位為幀，其兩者之關係為

$$\Delta T = m\Delta t$$

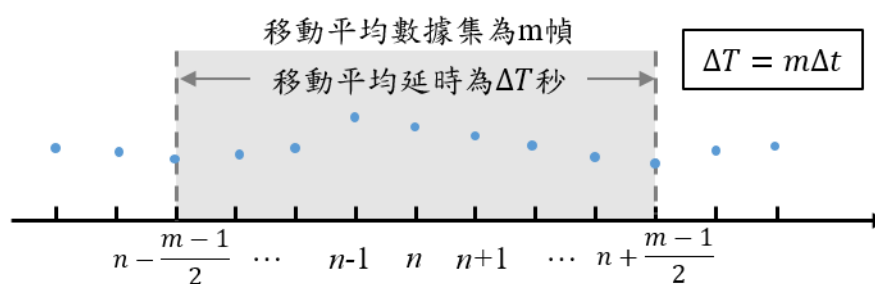


圖 5.2 中央平均移動法示意圖

### (五)、計算斜率

在即時偵測的情況下，能得到的是過去以及現在的資料，以向後差分法(RAO 2002)計算平均灰階值的改變速率，即是灰階值隨時間變化之斜率，向後差分公式如下，

$$S(t) = \frac{3\bar{f}(t) - 4\bar{f}(t - \Delta t) + \bar{f}(t - 2\Delta t)}{2\Delta t} \quad (5.6)$$

其中 $S(t)$ 為第 $t$ 秒的灰階值改變速率，單位為灰階值差值/秒， $\Delta t$ 為單位時間， $\bar{f}(t)$ 為第 $t$ 秒經由資料平均後的平均灰階值。

## 二、土石流前鋒之偵測條件

偵測土石流前鋒門檻值之建立，依據土石流發生時的平均灰階值變化相對於環境亮度改變來的劇烈且快速之特性，以平均灰階值變化率做為偵測事件的指標因子，使用河道流況為穩態情況下的灰階值變化速率，做為事件偵測的基準，當平均灰階值的改變速率大於環境亮度改變速率一個量級，則視為事件的發生。然而，環境亮度值會隨時間改變，若以傳統固定式門檻值偵測土石流事件，則容易造成誤警或未警的情況，故在此使用浮動式門檻值，以因應環境亮度的改變而自動更新數值。浮動式門檻值的計算為以每動態 $dt$ 秒的平均灰階值斜率最大值 $S_n$ ，即為環境雜訊在這段時間變化的最大範圍，乘上一個倍率 $\alpha$ 作為後續偵測土石流前鋒的參考值，即門檻值為兩倍、五倍或十倍之環境雜訊，關於 $\alpha$ 之使用倍率，會於第五章節現地影片分析討論。

除了影像空間上的偵測條件外，再加入土石流特性於時間因子的考量(持續一段時間)，例如斜率值大於門檻值須連續 10 個點，目的為排除瞬間但劇烈的灰階值差異事件，但是在土石流事件發生時，偶爾伴隨著泥水翻騰之景象，使得影像時暗時亮，導致無法滿足斜率值大於門檻值連續多個點之條件，因此對平均灰階值改變速率做區域峰值的判釋，當區域峰值連續大於門檻值 2 秒，即判釋為事件的發生。

假設在時間 $t_0$ 時，平均亮度變化率 $S(t_0)$ 大於 $\alpha$ 倍的環境亮度變化

率 $S_n$ ，則視為事件的發生，其中環境亮度變化率 $S_n$ 的量測時間介於 $t_0 - 2dt$ 至 $t_0 - dt$ ，並以該時間區間之最大值作為參考值，因此可將偵測事件的條件式寫為下式

$$S(t_0) > \alpha \cdot S_n \quad (5.7)$$

$$S_n = \max\{S(t), t_0 - 2dt < t < t_0 - dt\}$$

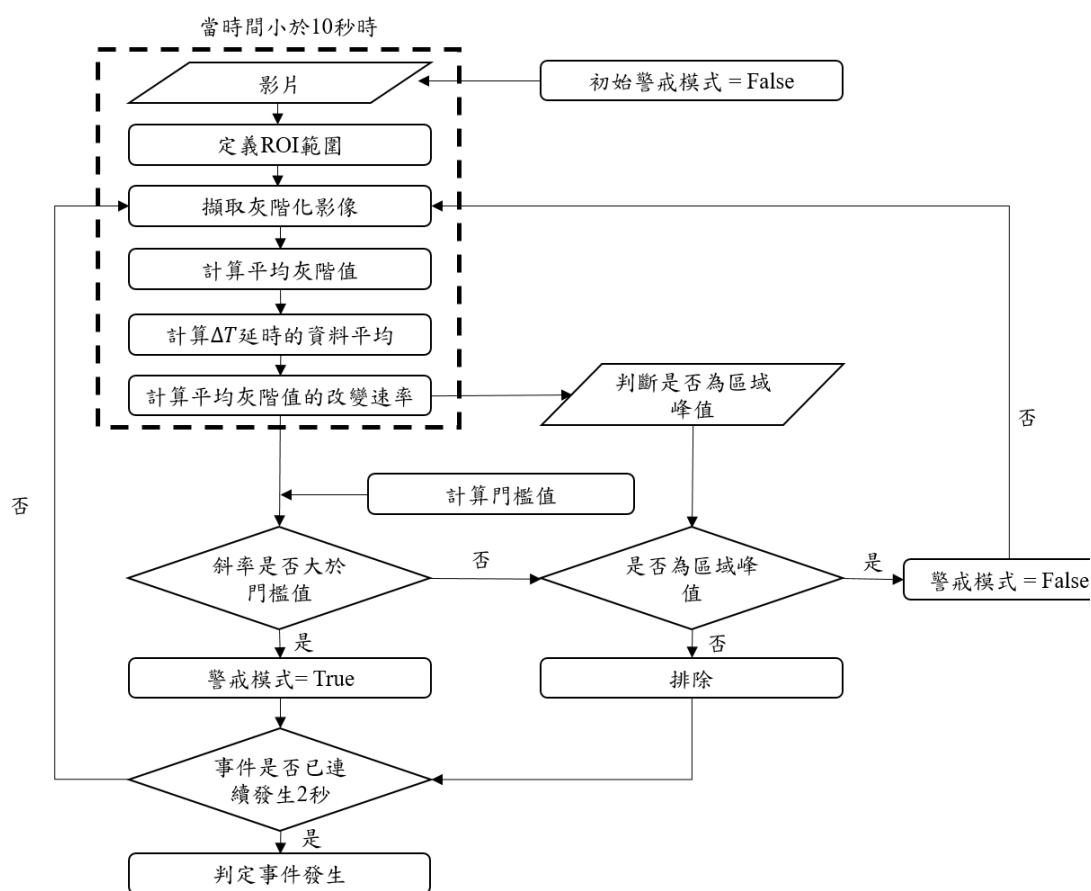


圖 5.3 偵測土石流事件之流程圖

### 三、影像偵測土石流的考量因子

總灰階值法偵測事件，是依據時間前後影像平均亮度值的改變速率(即為斜率)作為判斷事件是否發生的依據，斜率值即為平均灰階值

在單位時間的改變量，其受事件進入 ROI 的面積以及事件與河道的灰階值差異所影響，而面積改變量和灰階值差異量都是在事件發生前無法預測的，但我們可以透過定義 ROI 範圍，調整影像中可能發生事件的面積和靜態背景面積的比例，以提高事件影響畫面灰階值的影響力。

由於任何訊號資訊中都存在著雜訊，本文以中央移動平均法消除不規則脈衝，而時間的延時長度將決定斜率曲線的平滑程度，若延時過短，則無法有效消除短期波動，相反的，取樣時間過長，數據處理所造成的時間差又不利於應用於事件的即時監測，因此時間取樣的標準應依照不同事件作調整。

雖然影像可以記錄事件發生的過程，但其缺點是無法紀錄夜晚、無光線的環境下的影像，在光線不足的情況下，除了無法正確判斷影像中的物體外，影像畫面會有許多噪點，使得影像品質降低，增加影像判釋的困難，因此將於第三章節設計一個實驗，以保麗龍球模擬土石流前鋒，調整三種不同強度的環境亮度，用以測試總灰階值法偵測事件對光線的敏感度。

綜合以上的描述，以影像灰階值變化偵測土石流的考量因素可分為三類：(1)ROI 的選取(2)資料平均的延時長度(3)環境光源，因此本文將依照以上不同的條件探討其對於事件偵測的影響。

#### 四、考量因子間的交互影響

以土石流流動區(如河道)和非土石流流動區(如山壁)，將影像分為兩個部分，假設影像中河道面積佔畫面比例為 $k$ ，而河道以外的背景佔畫面比例為 $1 - k$ ，當定義 ROI 於河道上時， $k$ 值為 1，則影像平均灰階值可寫成

$$\bar{f}(t) = k\bar{f}_{channel}(t) + (1 - k)\bar{f}_{background}(t) \quad (5.8)$$

其中 $\bar{f}_{channel}(t)$ 為第  $t$  秒河道影像的平均灰階值，以下將簡稱為 $\bar{f}_c$ ， $\bar{f}_{background}(t)$ 為第  $t$  秒背景畫面的平均灰階值，以下將簡稱為 $\bar{f}_b$ 。

得到影像平均灰階值數據後以式(5.8)做資料平均後，再以二階後向差分計算斜率，可得下式

$$\begin{aligned} S(t) &= \frac{\left[ 3\bar{f}(t) - 4\bar{f}(t - \Delta t) + \bar{f}(t - 2\Delta t) \right]}{2\Delta t} \\ &= \frac{1}{\Delta t} \left[ \frac{1}{m} \sum_{i=-(m-1)/2}^{(m-1)/2} \frac{3}{2}\bar{f}(t + i\Delta t) - 2\bar{f}(t - \Delta t + i\Delta t) + \frac{1}{2}\bar{f}(t - 2\Delta t + i\Delta t) \right] \end{aligned} \quad (5.9)$$

將(5.9)代入式(5.8)可得

$$\begin{aligned} S(t) &= \frac{1}{\Delta t} \frac{1}{m} \left\{ \sum_{i=-(m-1)/2}^{(m-1)/2} k \left[ \frac{3}{2}\bar{f}_c(t + i\Delta t) - 2\bar{f}_c(t - \Delta t + i\Delta t) + \frac{1}{2}\bar{f}_c(t - 2\Delta t + i\Delta t) \right] \right. \\ &\quad \left. + \sum_{i=-(m-1)/2}^{(m-1)/2} (1 - k) \left[ \frac{3}{2}\bar{f}_b(t + i\Delta t) - 2\bar{f}_b(t - \Delta t + i\Delta t) + \frac{1}{2}\bar{f}_b(t - 2\Delta t + i\Delta t) \right] \right\} \\ &= \frac{1}{m\Delta t} \left[ k\Delta\bar{f}_c(t) + (1 - k)\Delta\bar{f}_b(t) \right] \end{aligned} \quad (5.10)$$

由式(5.10)可知，影響斜率值 $S(t)$ 大小的因子有(1)資料平均的延時



長度 $m\Delta t$  (2)平均灰階值改變量 $\Delta\bar{f}(t)$  (3)ROI 範圍的選取 $k$ ，當資料平均的延時越長，即 $m\Delta t$ 越大，則斜率曲線越平滑；平均灰階值改變量 $\Delta\bar{f}(t)$ 越大則斜率值越大；由於影像灰階值的改變主要受事件造成的灰階值差異量影響，當 ROI 範圍越大，則可能涵蓋其他靜態背景，河道佔影像比例 $k$ 變小，斜率值變小。

假設在時間 $t_0$ 時，平均亮度變化率 $S(t_0)$ 大於 $\alpha$ 倍的環境亮度變化率 $S_n$ ，則視為事件的發生，其中環境亮度變化率 $S_n$ 的量測時間介於 $t_0 - 2dt$ 至 $t_0 - dt$ ，並以該時間區間之最大值作為參考值，因此可將偵測事件的條件式寫為下式

$$S(t_0) > \alpha \cdot S_n \quad (5.11)$$

$$S_n = \max\{S(t), t_0 - 2dt < t < t_0 - dt\}$$

$$\frac{\Delta\bar{f}(t_0)}{m\Delta t} > \alpha \frac{\Delta\bar{f}(t)}{m\Delta t} \quad (5.12)$$

$$\Delta\bar{f}_c(t_0) + \frac{(1-k)}{k} \Delta\bar{f}_b(t_0) > \alpha \left[ \Delta\bar{f}_c(t) + \frac{(1-k)}{k} \Delta\bar{f}_b(t) \right] \quad (5.13)$$

由於河道以外的靜態背景灰階值僅受環境亮度影響，因此在不同時間點 $\Delta\bar{f}_b$ 之數值相接近，因此令 $\Delta\bar{f}_b(t) \approx \Delta\bar{f}_b(t_0)$ 代入式(5.13)可得

$$\Delta\bar{f}_c(t_0) + (1 - \alpha) \frac{(1-k)}{k} \Delta\bar{f}_b(t_0) > \alpha \Delta\bar{f}_c(t) \quad (5.14)$$

環境亮度變化率的倍率 $\alpha$ 為一個大於等於 1 之常數，河道佔影像之面積比例 $k$ 之值介於 0 至 1，則式(5.14)不等式左手邊的第二項之係數為負值，當 $k$ 值不為 1 且值越小時，其係數值越大，則表示在不選

ROI 的情況下，訊號減弱  $(1 - \alpha) \frac{(1-k)}{k} \Delta \overline{f}_b(t_0)$ ，使得事件更不容易被偵測到。

## 五、室內實驗測試

實驗組數總共為三組，依照三次實驗時間的先後順序，將三次實驗簡稱為實驗 1、2、3，三次實驗中使用固定坡度 24 度，以流量計控制流量，實驗流量分別為 0.002、0.002、0.0175m<sup>3</sup>/s，其中於實驗 1 之底床鋪設，少了覆蓋於大顆粒表層的小顆粒。當閘門開啟，料源由水槽上方自由落下，料源需要一些時間達到完全發展，因此定義相機 1 影像 ROI 於水槽 3.4 公尺至 4.7 公尺，定義相機 2 影像 ROI 於水槽 0.8 公尺至 2.1 公尺，以捕捉明顯之前鋒影像。所有 ROI 的尺寸均為 1.3 公尺長、0.6 公尺寬，但因為攝影機 1、2 拍攝角度的不同，則像素解析度不同。

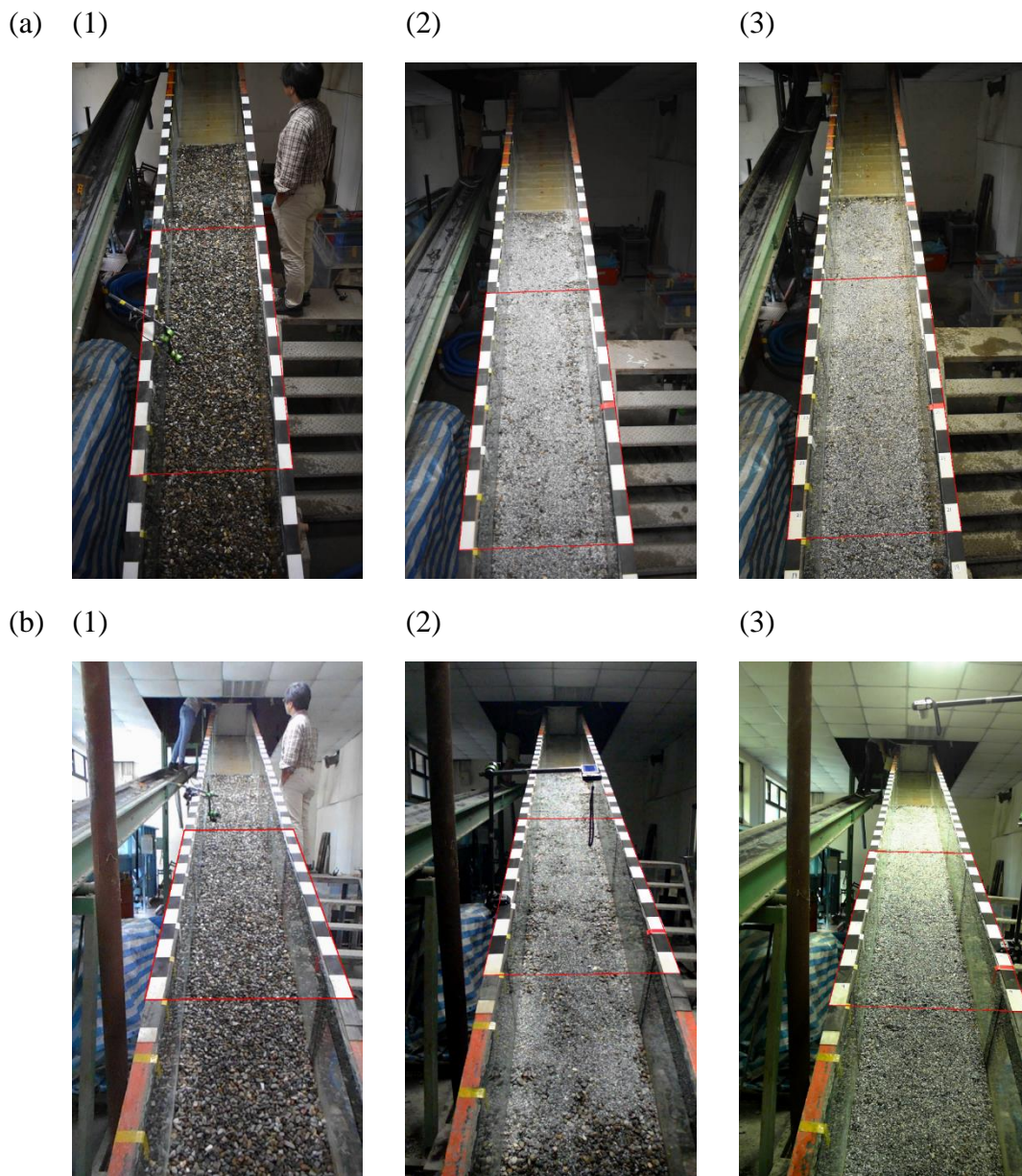


圖 5.4 實驗水槽以及 ROI 位置圖；ab 分別為攝影機 1、2 之影像畫面，(1)(2)(3)分別為實驗 1、2、3

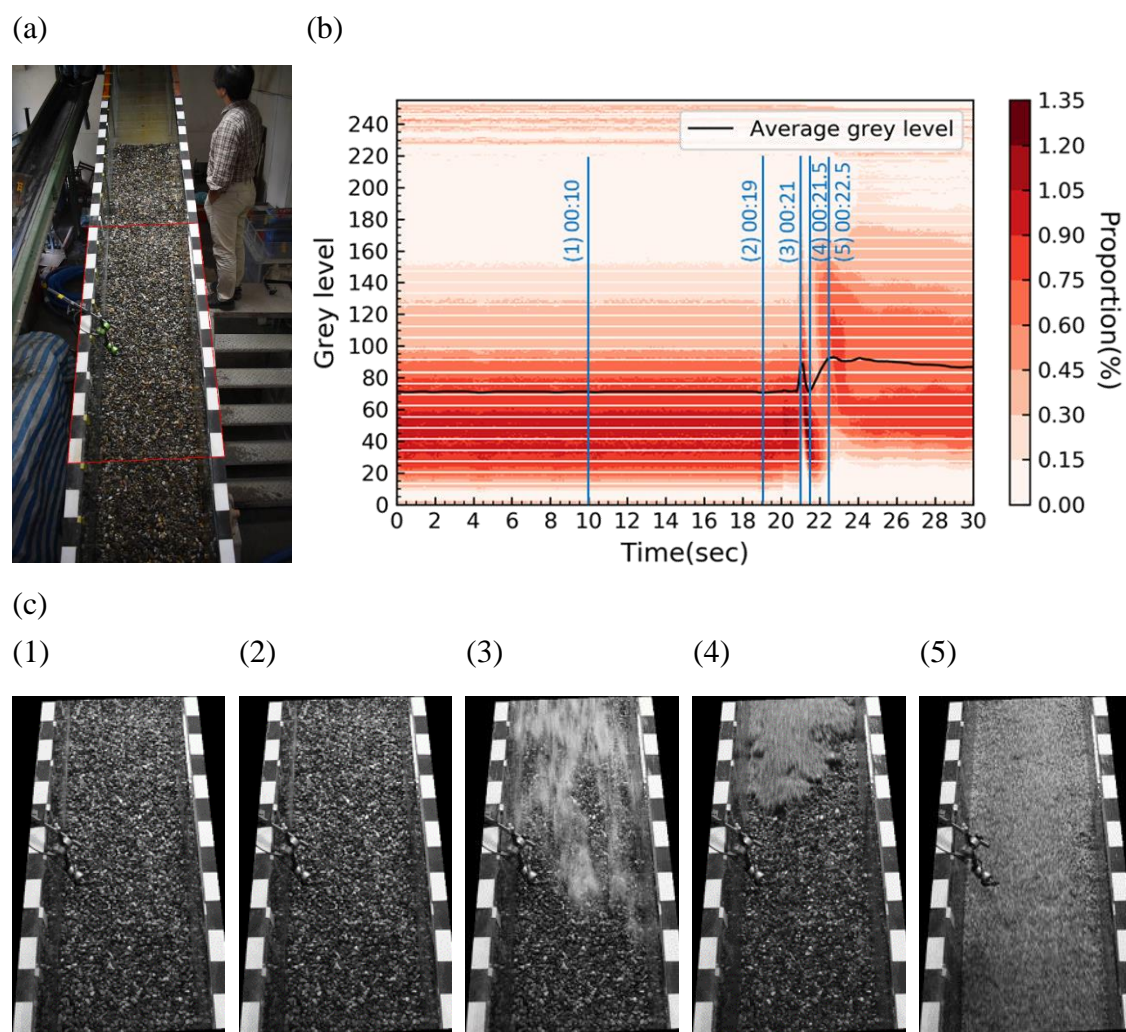


圖 5.5 實驗 1 之影片說明(攝影機 1)；實驗一的底床鋪設少鋪了表層的小顆粒，當土石流流經時與大顆粒砂石間的摩擦力較大，因此在影片後段土石流流動近乎停止。開啟閘門後，水花較土石流前鋒更早進入影像畫面中(圖 c.(3))。a. ROI 位置 b.ROI 中灰階值分布隨時間變化圖 c. 為 a 圖中五個時間點所相對應之影像畫面



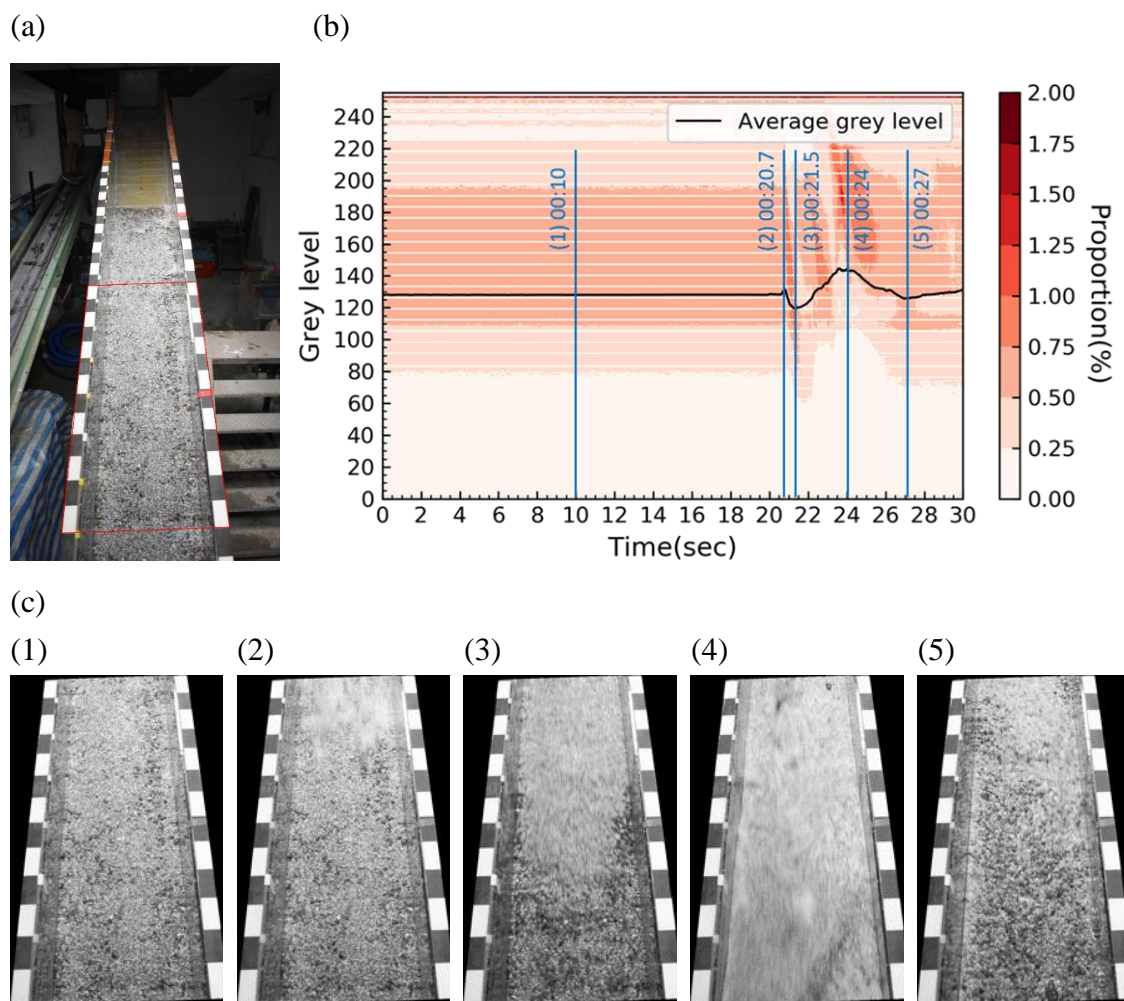


圖 5.6 實驗 2 之影片說明(攝影機 1)；閘門開啟後，水花較前峰更早進入影像中，相較於實驗 1 與 3，此次實驗之前鋒較不明顯，實驗後期有大量水進入畫面。

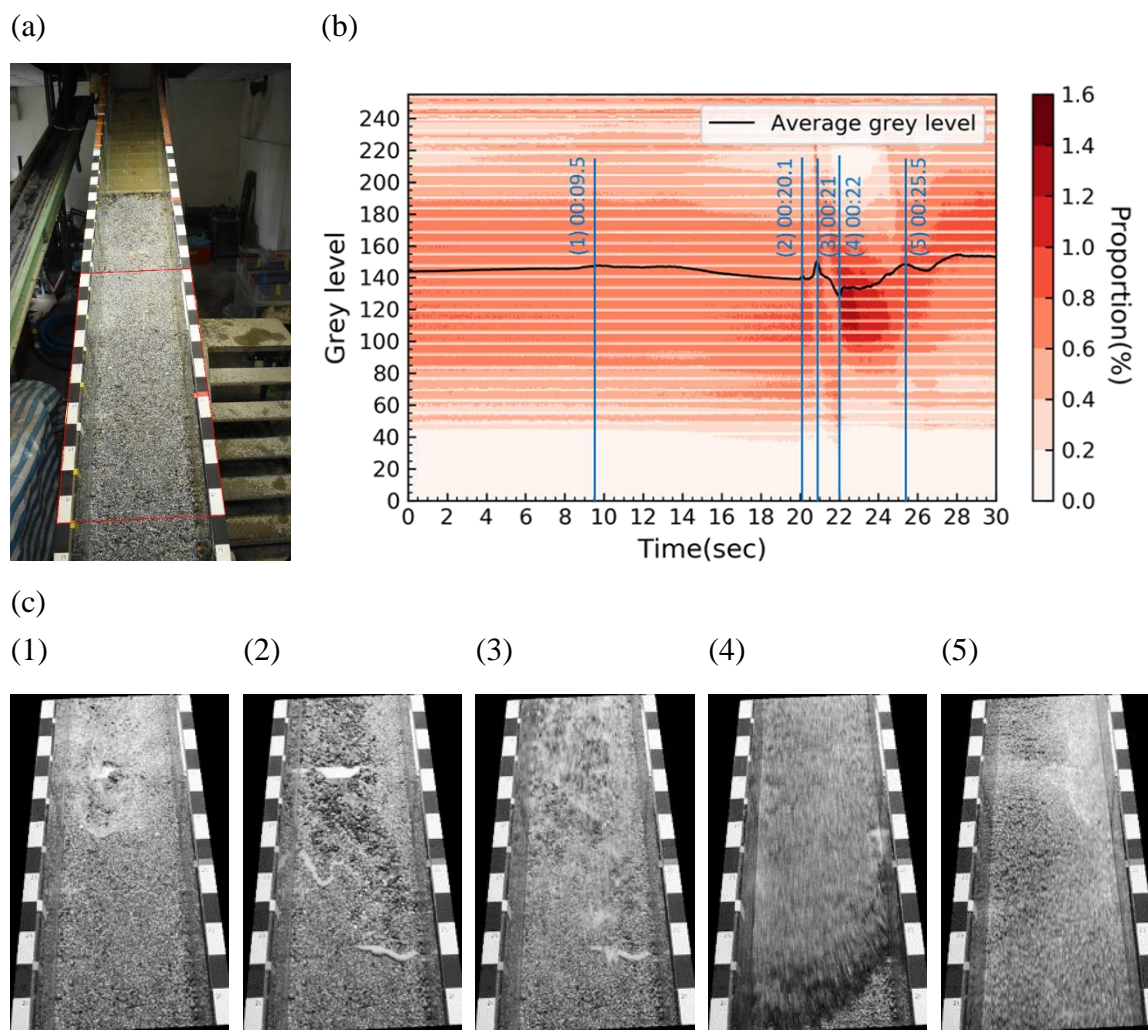


圖 5.7 實驗 3 之影片說明(攝影機 1)；在閘門開啟前，水由水槽上游溢出，導致部分表層小粒徑砂石被沖刷(圖 c.(2))。

實驗影片時間長度均為 30 秒，資料平均之時間延時 $\Delta T = 1$ 秒，在影片幀率為 30、5、2 的情況下，即表示分別以 31 筆、6 筆、3 筆資料計算資料平均值；計算環境雜訊斜率最大值之時間區間為 5 秒，門檻值為兩倍環境斜率最大值，偵測事件的時間連續條件為 1 秒鐘。

表 5.2 總灰階值法應用於實驗二前鋒偵測之偵測時間

	實驗	幀率(fps)			判釋時間(sec)
		30	5	2	
攝影機 1	1	23.03 (晚 2.266 秒)	22.4 (晚 1.633 秒)	23 (晚 2.233 秒)	20.77
	2	21.47 (晚 0.9 秒)	21.4 (晚 0.833 秒)	22 (晚 1.433 秒)	20.57
	3	22.4 (晚 1.8 秒)	22.2 (晚 1.6 秒)	11.5 (早 9.1 秒)	20.6
攝影機 2	1	22.3 (晚 2.333 秒)	21.4 (晚 1.433 秒)	22 (晚 2.033 秒)	19.97
	2	21.2 (晚 1.2 秒)	21.2 (晚 1.2 秒)	22.5 (晚 2.5 秒)	20
	3	11.5 (晚 3.6 秒)	11.6 (晚 3.7 秒)	12 (晚 4.1 秒)	7.9

## 六、現地影像之偵測

為了應用總灰階值法偵測土石流前鋒於現場土石流事件，本計畫以 2004 年敏督利颱風之影片進行測試，其原始影像之截圖如圖 5.8。以延時 $\Delta T$ 為 1 秒做資料平均，討論以不同倍率(兩倍、五倍、十倍)的動態 10 秒環境雜訊斜率最大值做為偵測土石流前鋒之門檻值，並且滿足持續兩秒之偵測效果，其偵測結果如表 5.3。

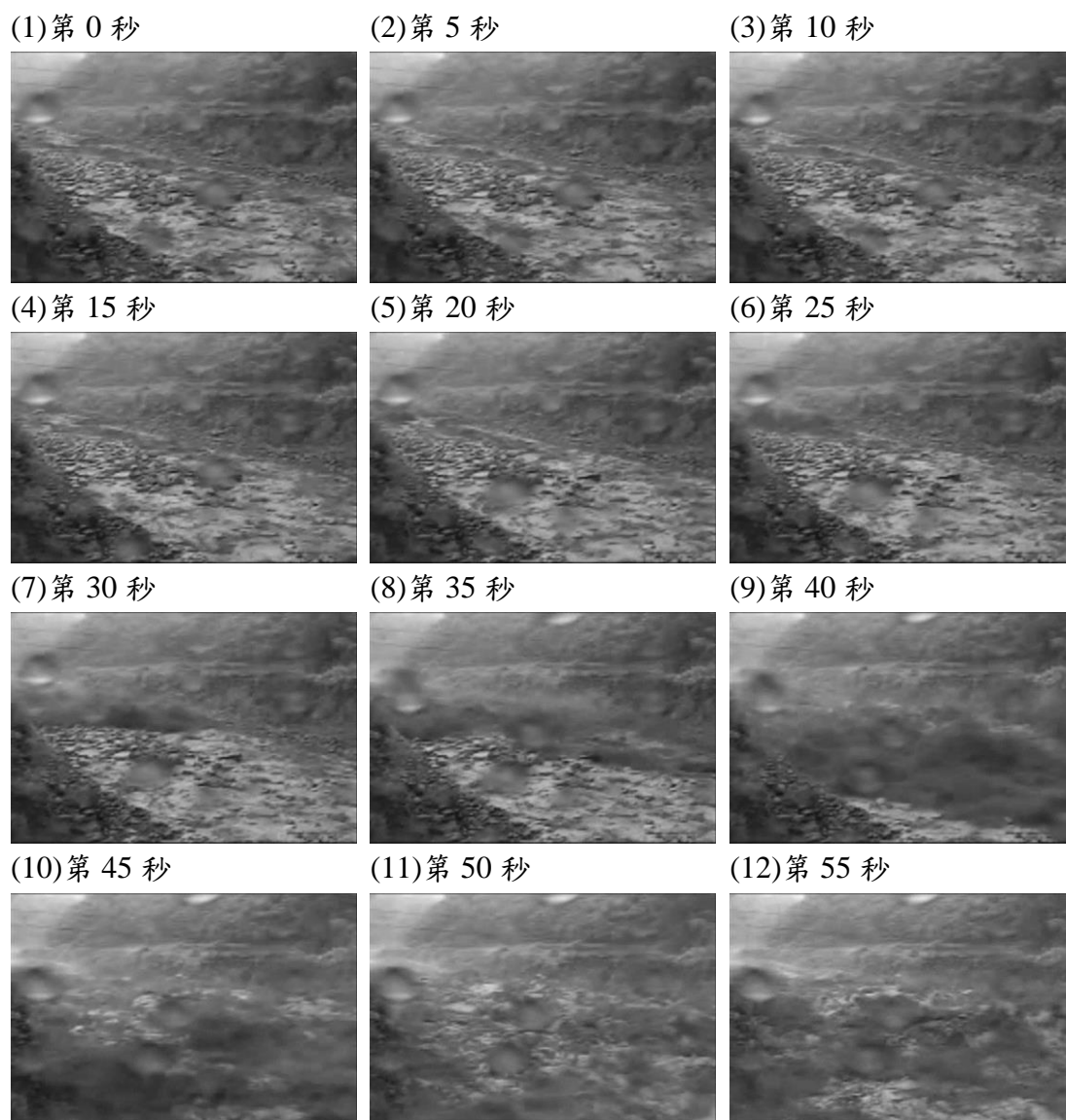


圖 5.8 案例 1 隨時間變化之影像(以時間間隔 5 秒擷取影像畫面)



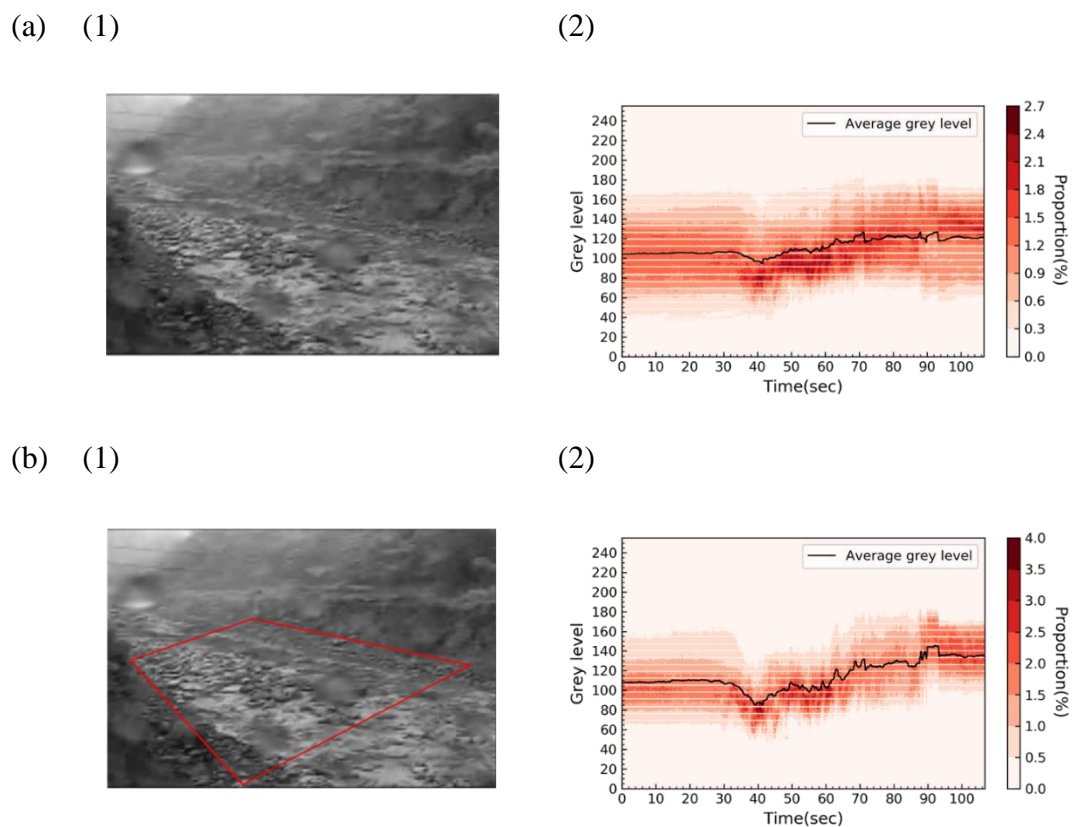


圖 5.9 比較選取 ROI 與否之影像和灰階值隨時間變化圖；(a)無定義 ROI 之情況，灰階值分布介於 95 至 125 之間；(b)為定義 ROI 之情況，灰階值分布介於 80 至 140 之間

現地影片時間長度為 1 分 46 秒，資料平均之時間延時 $\Delta T = 1$ 秒；  
 計算環境雜訊斜率最大值之時間區間為 10 秒，門檻值為兩倍、五倍、  
 時被環境斜率最大值，偵測事件的時間連續條件為 2 秒鐘。

表 5.3 總灰階值法應用於現地影像土石流前鋒偵測

幀率	門檻值倍率	偵測時間	
		有 ROI	無 ROI
30	2	36.73 (晚 11.17 秒)	37 (晚 33 秒)
	5	-	-
5	2	37 (晚 11.43 秒)	37 (晚 33 秒)
	5	-	-
2	2	37 (晚 11.43 秒)	37 (晚 33 秒)
	5	-	-
判釋時間		25.57	4

\*-:表示未偵測到事件

### 第三節 流速估算方法

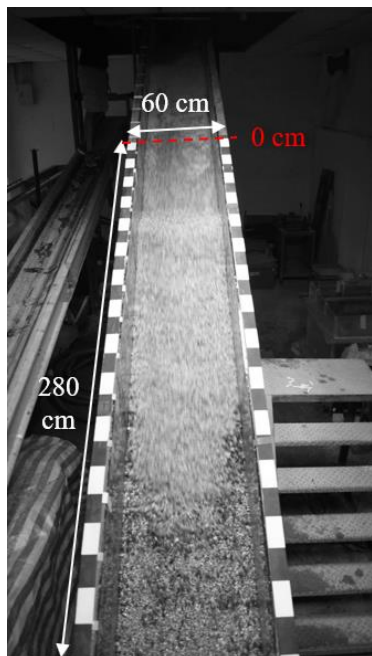
為了應用前述之偵測方法於土石流流速的估算，本計畫在河道中流向方向定義兩個矩形的 ROI，則兩個 ROI 偵測到土石離到達的時間，就是土石流前鋒流過兩個 ROI 間距離的時間，因此可以簡單的計算出土石流的流速，以此簡單的 ROI 即可計算出某方向的整體平均流速。

#### 一、室內水槽試驗測試

首先，本計畫先透過式內的水槽試驗進行測試，為了取得水槽流向方向之距離比例尺，本研究在水槽兩側設置黑白相間的比例尺，每一單位為 10 公分，定義比例尺於上游起始點為 0 公分處，於水槽中連續繪製七個 ROI，尺寸為長 40 公分、寬 60 公分的矩形，ROI 之間

不重疊，每兩個 ROI 之上游邊界相距 40 公分，如圖 5.10，每個 ROI 的偵測時間結果則整理如表 5.4。

(1)



(2)

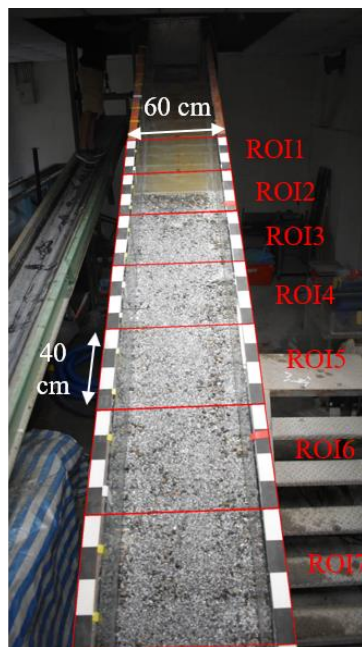


圖 5.10 ROI 的選取；(1)影像可拍攝的水槽範圍，長為 280 公分，寬為 60 公分；(2)以尺寸長 40 公分、寬 60 公分連續選取七個不重疊的 ROI。

表 5.4 室內水槽試驗以多 ROI 計算平均流速

	影像偵測時間(秒)	人眼判釋時間(秒)	比較結果
ROI1	20.7	20.167	晚 0.533 秒
ROI2	20.833	20.300	晚 0.533 秒
ROI3	20.967	20.433	晚 0.534 秒
ROI4	21.1	20.533	晚 0.567 秒
ROI5	21.2	20.650	晚 0.550 秒
ROI6	21.267	20.733	晚 0.534 秒

表 5.4 中的偵測時間與判釋時間之過程則簡述如下：

(一) 偵測時間：數據處理上，使用時間平均 $\Delta T = 1$  秒做數據的平均，

以 5 秒為時間區間計算最大環境亮度斜率值 $S_n$ ，並以 5 倍的  $S_n$

(即 $\alpha = 5$ )作為門檻值所偵測事件的時間。

(二) 判釋時間：以影像判釋前峰接觸到 ROI 上游的時間。

(三) 括弧內的時間為偵測時間與判釋時間的時間差，即為誤差時間。

由表 5.4 數據可見偵測時間與判釋時間的誤差介於 0.5 秒至 0.6 秒之間；比較七個 ROI 之事件未發生、偵測到事件發生、前鋒進入 ROI 三個時間點之影像，以水花進入 ROI1 與 ROI6 的時間差和距離差計算水花的速度約為

$$V_{偵測} = \frac{200 - 0}{21.267 - 20.7} = 352.734(cm/sec)$$

$$V_{判釋} = \frac{200 - 0}{20.733 - 20.167} = 353.357(cm/sec)$$

誤差只有 0.2%。

## 二、現場影片測試

與前節相同，本計畫採用愛玉子溪的敏督利颱風之土石流影片來做分析。敏督利颱風影片時間總長為 106 秒，幀率為 30，我們以該影片測試以多 ROI 計算流速，但是因為沒有現場比例尺，因此將以像素為單位去比較。現場影片的上游與下游分別畫出兩個 ROI，如圖 5.11 與 5.12。

由於本計畫的測試過程中，發現當門檻值為 2 倍時的結果為最佳，因此本計畫將採用門檻值倍率為 2 倍的情況做分析。其各 ROI 之偵

測時間結果則如表 5.5。



圖 5.11 愛玉子溪敏督利颱風影片中上下游兩個 ROI 位置



圖 5.12 土石流前鋒接觸 ROI 上游邊界之影像；(1)ROI1 之影像，時間為 22.2 秒 (2)ROI2 之影像，時間為 25.867 秒

表 5.5 偵測結果與計算流速

幀率	門檻倍率	偵測時間(秒)		ROI 間的偵測時差(秒)	流速(畫素/秒)
		ROI1	ROI2		
5	2	31.4(晚 9.2 秒)	35(晚 9.133)	3.6	43.98
2	2	32(晚 9.8 秒)	33(晚 7.133)	1	153.8
人判釋(秒)		22.2	25.867	3.667	43.16

在偵測過程中，因為不知道現場的比例尺，因此此案例中的速度

是以畫素除以時間來計算，實際應用上，若可事先量測現場之比例尺，即可算出真實流速。

在表 5.4 中，兩個 ROI 間距離為 158 畫素，除以時間可得以人眼判視速度為，與用每秒 5 幀影像獲得的速度只有 1.7% 的差別，但在每秒 2 幀影像的情況下，誤差則會達到 300%，因此未來應用於現場流速計算，若在回傳幀數太少的情況下，此方法將無法使用。

#### 第四節 利用影像萃取流況中之巨石粒徑

在土石流流動時，有時候會有極大顆的巨石跟著流動，這些巨石對下游造成莫大的威脅，在理論上，巨石的行為與土石流本身也是分開考慮，其物理特性與土石流本身流況並沒有絕對關係，因此若有這種巨石，最好能從影響中萃取出來，並給予警示。

因為要萃取的巨石是與比土石流中平均粒徑大許多，因此本研究擬採取快速的估算法，以下先以單一顆粒來展示整個分析原理，然後展示多顆粒徑與現場有巨石時的分析結果

##### 一、單一方形顆粒的快速萃取

假定有一由  $M \times M$  像素(pixel)所組成的二值化的數位影像(digital image)，邊長為  $L$  (cm)  $\times$   $L$  (cm)，影像中僅有一矩形的物體，其在  $x$  軸方向與  $y$  軸方向之長度分別有  $L_x$  與  $L_y$  個像素，定義座標原點在影像之左上角，矩形中心到  $x$  軸與  $y$  軸的距離分別為  $\mu_x$  與  $\mu_y$  個像素，如圖 5.13。

其二維矩陣中每個點的數值代表影像的亮度值(intensity)，本計畫將矩陣的每一行(column)的數值由左至右取出後按順序連接成一維陣列，如圖 5.14。

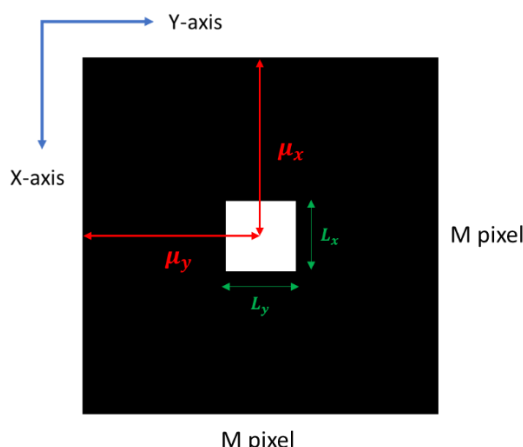


圖 5.13 二值化影像之矩形物體座標示意圖

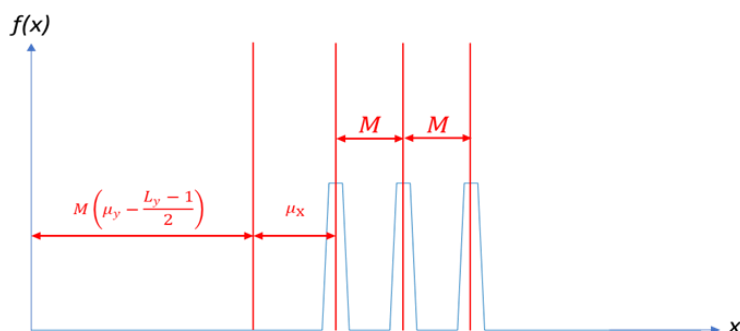


圖 5.14 二值化影像之二維陣列轉為一維陣列之過程

此一維陣列由 $M^2$ 筆資料組成，每筆數據的間隔 $\Delta x$ 為 $\frac{L}{M}$ (cm)，總長度為 $\Delta x \times M^2 = L \times M$ (cm)。令此一維陣列的亮度值為 $f(x)$ ，其數學表示式則為

$$f(x) = \sum_{i=1}^{L_y} u\left(x - \Delta x \mu_i + \frac{\Delta x L_x}{2}\right) - u\left(x - \Delta x \mu_i - \frac{\Delta x L_x}{2}\right)$$

$$\mu_i = M\left(\mu_y - \frac{L_y + 1}{2}\right) + \mu_x + Mi$$

(5.15)

其中獨立變數 $x$ 為位置， $u(x)$ 是單位步階函數(unit step function)， $\Delta x L_x$

是此物體在 x 軸上的長度， $\Delta x\mu_i$  為第  $i$  個單位步階函數距離原點的距離。

假若對這一維亮度值  $f(x)$  做傅立葉轉換，其波數域的亮度值  $F(k)$  可展開如下

$$\begin{aligned}
 F(k) &= \int_{-\infty}^{\infty} \sum_{i=1}^{L_y} \left[ u \left( x - \Delta x\mu_i + \frac{\Delta x L_x}{2} \right) - u \left( x - \Delta x\mu_i - \frac{\Delta x L_x}{2} \right) \right] e^{-j2\pi kx} dx \\
 &= \sum_{i=1}^{L_y} \int_{-\infty}^{\infty} \left[ u \left( x - \Delta x\mu_i + \frac{\Delta x L_x}{2} \right) - u \left( x - \Delta x\mu_i - \frac{\Delta x L_x}{2} \right) \right] e^{-j2\pi kx} dx \\
 &= \sum_{i=1}^{L_y} \int_{-\infty}^{\infty} \left[ u \left( x - \Delta x\mu_i + \frac{\Delta x L_x}{2} \right) - u \left( x - \Delta x\mu_i - \frac{\Delta x L_x}{2} \right) \right] e^{-j2\pi kx} dx \\
 &= e^{-j2\pi k \left[ M \left( \mu_y - \frac{L_y+1}{2} \right) + \mu_x \right]} \frac{\sin(\pi \Delta x L_x k)}{\pi k} \sum_{i=1}^{L_y} e^{-j2\pi k M i} \\
 &= e^{-j2\pi k \left[ M \left( \mu_y - \frac{L_y+1}{2} \right) + \mu_x \right]} \frac{\sin(\pi \Delta x L_x k)}{\pi k} e^{-j\pi k M \Delta x (L_y+1)} \frac{\sin(\pi M \Delta x L_y k)}{\sin(\pi M \Delta x k)} \\
 &= e^{-j2\pi k (M \mu_y + \mu_x)} \frac{\sin(\pi M \Delta x L_y k)}{\sin(\pi M \Delta x k)} \frac{\sin(\pi \Delta x L_x k)}{\pi k}
 \end{aligned} \tag{5.16}$$

其中  $k$  為波數(wave number)。上式中分母並沒有我們需要的資訊  $L_x$  和  $L_y$ ，為了萃取出我們要的資訊，把上式乘以分母，則令  $F'(k) = |\pi k \times \sin(\pi M \Delta x k) \times F(k)| = |\sin(\pi M \Delta x L_y k) \sin(\pi \Delta x L_x k)|$ ，再把  $F'(k)$  的數值當作空間序列做傅立葉轉換，就可清楚得到  $L_y$  與  $L_x$  的資訊。

以下將以一理論的案例做說明。假若有一  $256 \times 256$  像素的影像，邊長為  $100(\text{cm}) \times 100(\text{cm})$ ，圖中有一邊長  $L_x$  與  $L_y$  皆為 21 像素的矩形物體，該物體中心與兩軸的距離  $\mu_x$  與  $\mu_y$  分別為 74 與 64 像素，其原始影像與一維陣列之轉換結果如圖 5.15。而其一維陣列做傅立葉轉換後取絕對值的結果則如圖 5.16。



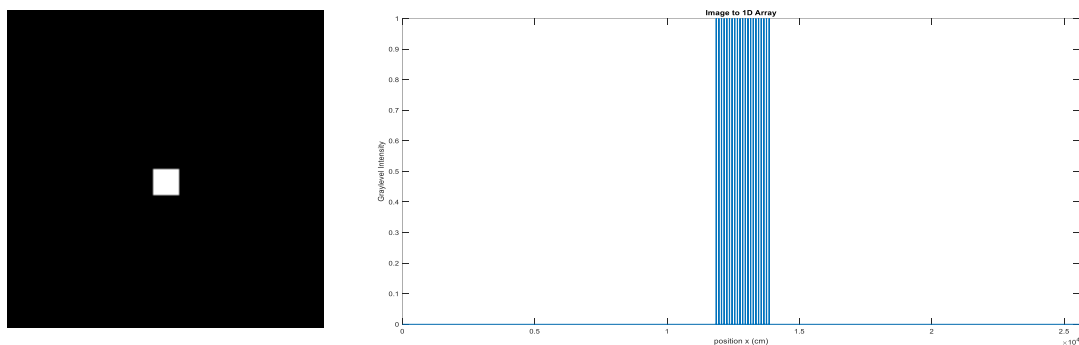


圖 5.15 理論案例之原始影像與重新組合後之一維陣列

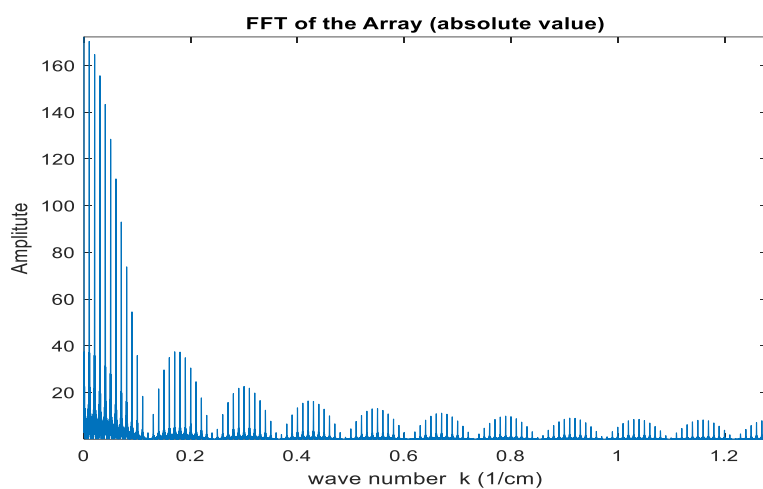


圖 5.16 理論案例一維陣列之傅立葉轉換結果

將影像資料的一維陣列乘以 $\pi k \times \sin(\pi M \Delta x k)$ ，並取絕對值，再做第二次傅立葉轉換之結果則如圖 5.17。其中每一個極大的峰值，即是影像的上到下的列數，因此我們只要看第一個區間，就可抓到影像中矩形區塊的資訊。

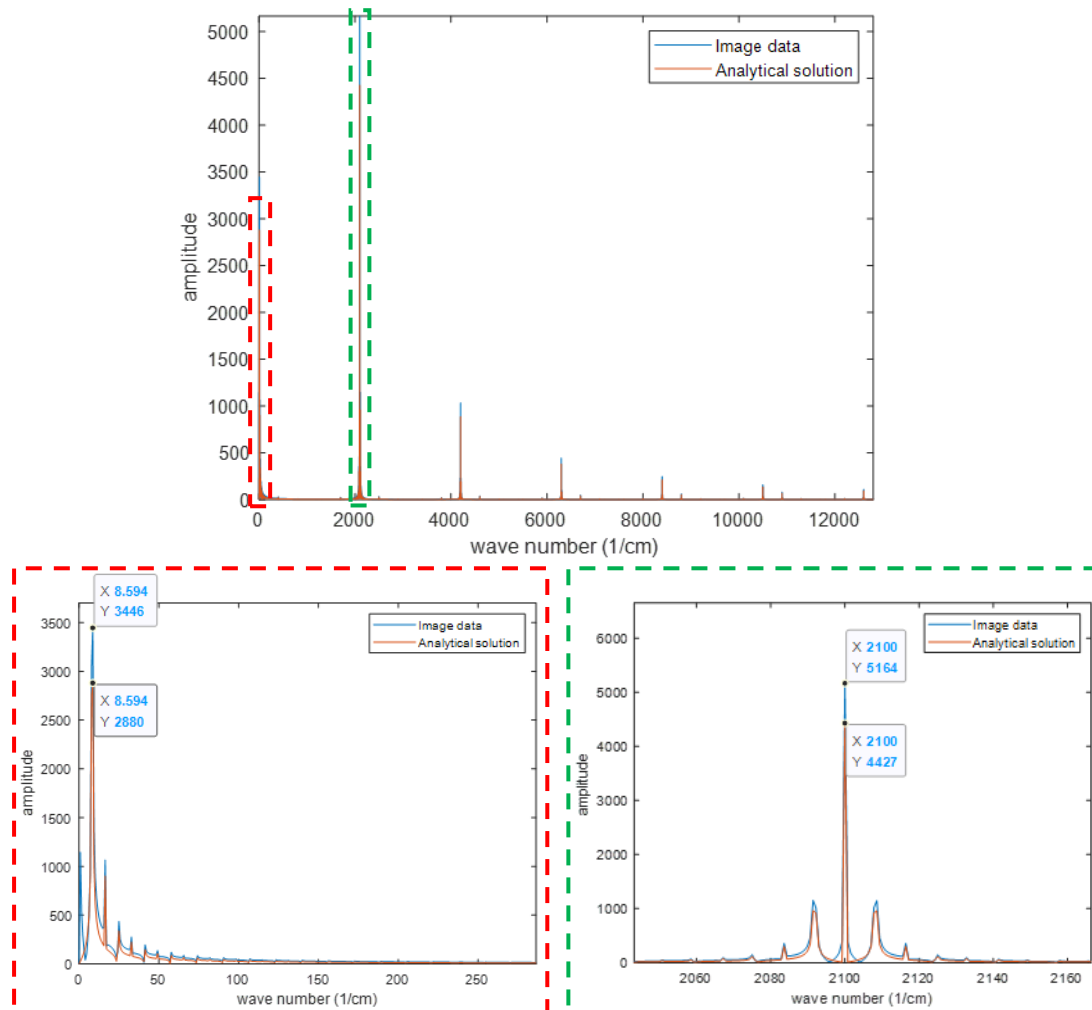


圖 5.17 理論案例一維陣列之第二次傅立葉轉換結果

由  $h(x) = |\sin(\pi M \Delta x L_y x)| |\sin(\pi \Delta x L_x x)| = |\sin(2\pi \alpha x)| |\sin(2\pi \beta x)|$ ，其中  $\alpha = \frac{M \Delta x L_y}{2}$ 、 $\beta = \frac{\Delta x L_x}{2}$ 。第一項  $|\sin(2\pi \alpha x)|$  與第二項  $|\sin(2\pi \beta x)|$  的頻率分別為  $2\alpha$  與  $2\beta$ ，今已知  $M = 256$ 、 $L_x = L_y = 21$ 、 $\Delta x = \frac{100}{256} \cong 0.3906$  (cm) 代入後可得兩個峰值

$$2\alpha = M \Delta x L_y = 2100$$

$$2\beta = \Delta x L_x = 8.2031$$

由上式， $L_x$  與  $L_y$  可計算如下，與真實顆粒長度誤差在  $\pm 1$  個像素以內。

$$L_x = \frac{8.594}{0.3906} \cong 22 \text{ (pixel)} \quad \text{和} \quad L_y = \frac{2100}{256 \times 0.3906} \cong 21 \text{ (pixel)}$$

## 二、圓形、多顆粒與現場影片截圖之測試

假若以圓形石頭或以大小差很多的圓形石頭進行相同分析，結果發現，對大小差很多的顆粒，小顆粒根本就不會影響整個分析成果，而大顆粒的分析出來最大能量的確就是顆粒的粒徑，如圖 5.18。

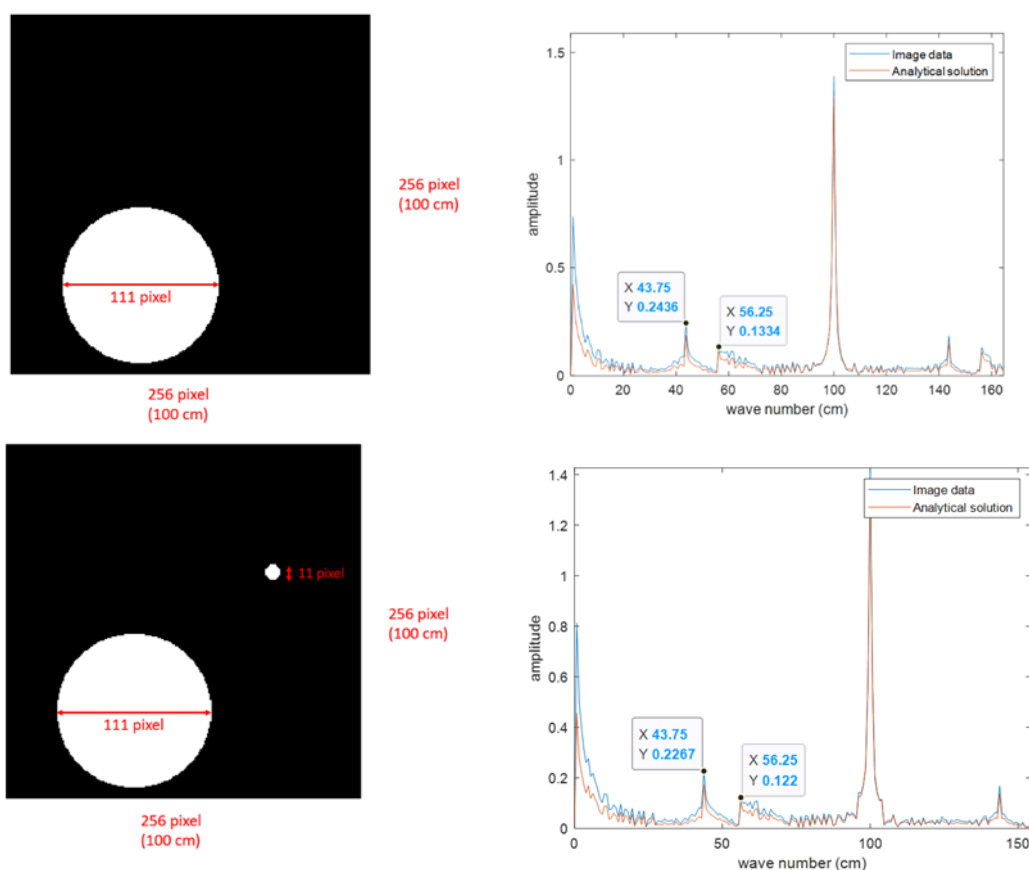


圖 5.18 單一圓形顆粒與粒徑差異極大之兩圓形顆粒之測試；其中  
43.75cm=111pixel

最後，本計畫以敏督利颱風中有巨大顆粒的影片截圖來進行測試。首先，本計畫先找兩楨大石通過的連續畫面(間隔為 0.4 秒)做測試，依照前節兩次 FFT 轉換後，結果發現兩張圖唯一相同的峰值是在 144 畫素與 280 畫素，正好反映節圖畫面中大石的高與寬，如圖 5.19。

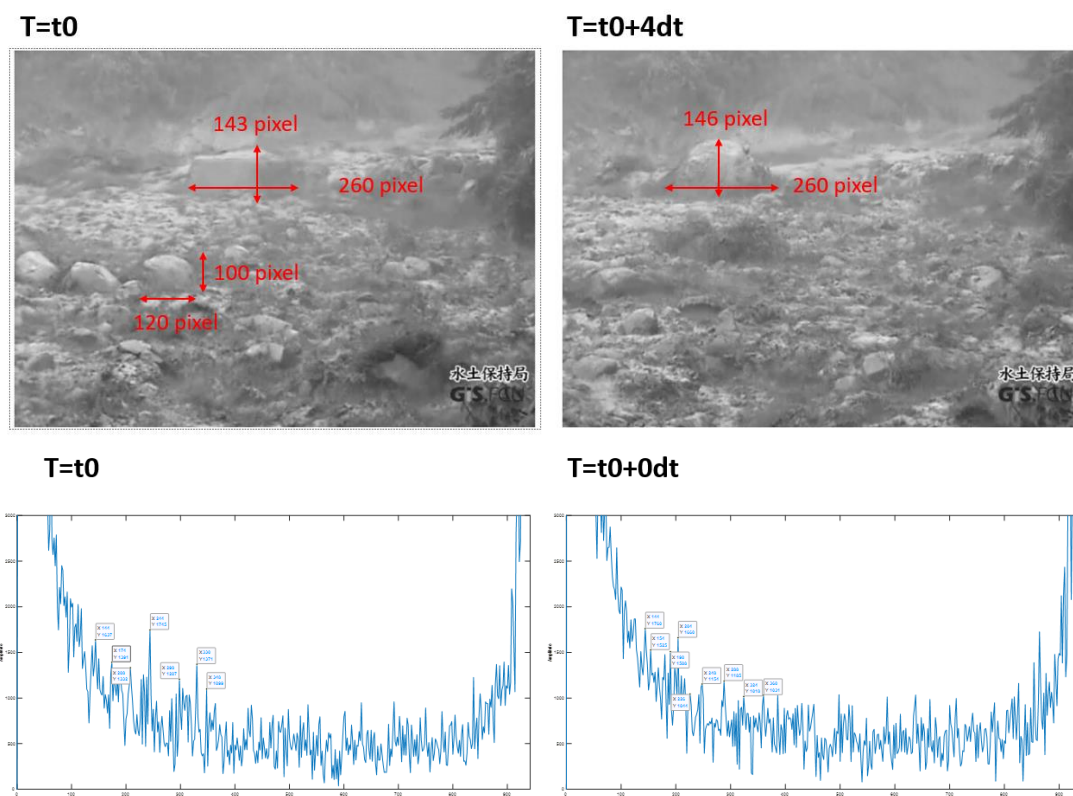


圖 5.19 現場影片截圖之測試

## 第五節 小結

利用總灰階值法，我們可以準確偵測出土石流事件的發生，最佳的偵測參數為，斜率變化到達兩倍，每秒至少兩偵影片，數據平均為每 5 偵平均一次，事件連續滿足預警條件達 2 秒。在這些條件下，本計畫成功偵測極暗的畫面，雖然因為影片中必須有土石流後，再經過數偵畫面才能確認，但這時間最多 2 秒，以自動化偵測流程來看，絕對值得。

而利用總灰階值法，然後配合多個 ROI，只要偵測時間是準確的，計算出來的速度也相當準確，但是每秒偵數要至少 5 偵。

以兩次快速傅立葉轉換，可以快速找出畫面中具大石頭，只要該巨石大小不屬於土石流本身粒徑尺度，計算後最大能量就可逼近巨石的估計大小。

## 第六章 土石流資訊展示與分析系統

為了整合並展示所有資訊，並能夠將分析工具放於平台上共享，有必要建立一個神木中心的網站。這網站必須能針對地聲、攝影機、雨量與其它神木村測站的資料，同時展現，也需要能有各種分析工具。

目前網站已經初步有雛形，以下將逐步介紹資訊展示系統。首先，網站在網路上必須有登入的機制，如圖 6.1。

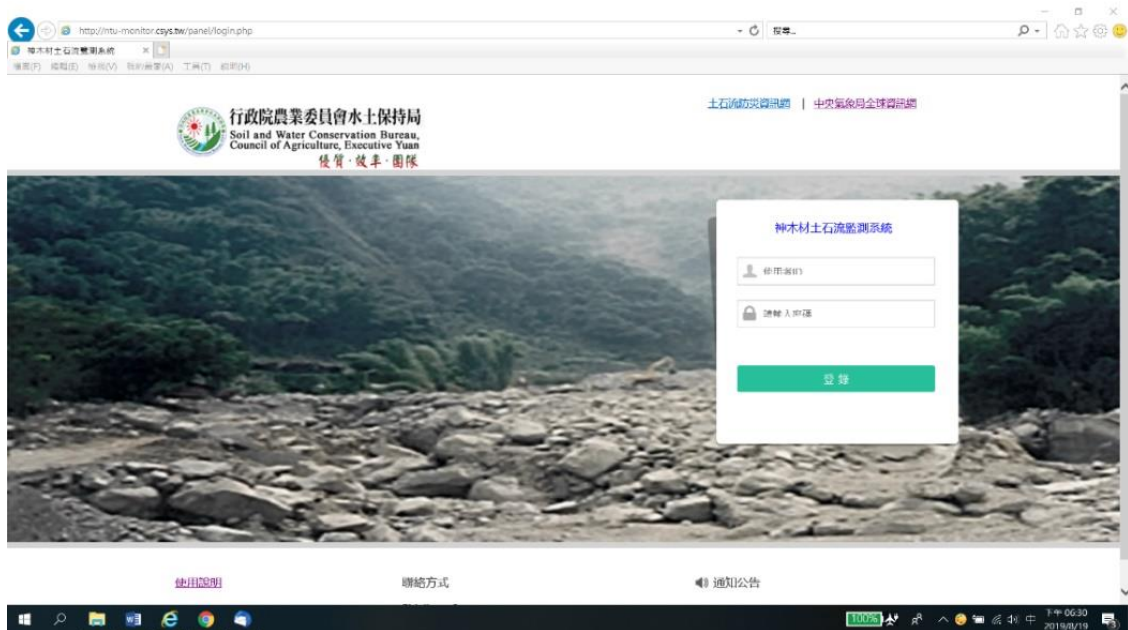


圖 6.1 展示系統首頁

進入系統後是以整個集水區的空拍圖(目前初步使用 Google 航拍圖)為底，攝影機與地聲探測器的訊號直接顯示在該設備所在溪流，同時攝影機以灰階值法計算的結果就顯示於攝影機下方，地聲檢知器的訊號與 FFT 分析預警曲線也顯示在一起，右下方更增加了集水區的雨量分布區線(目前每次暴雨計算完就更新)，如圖 6.2。

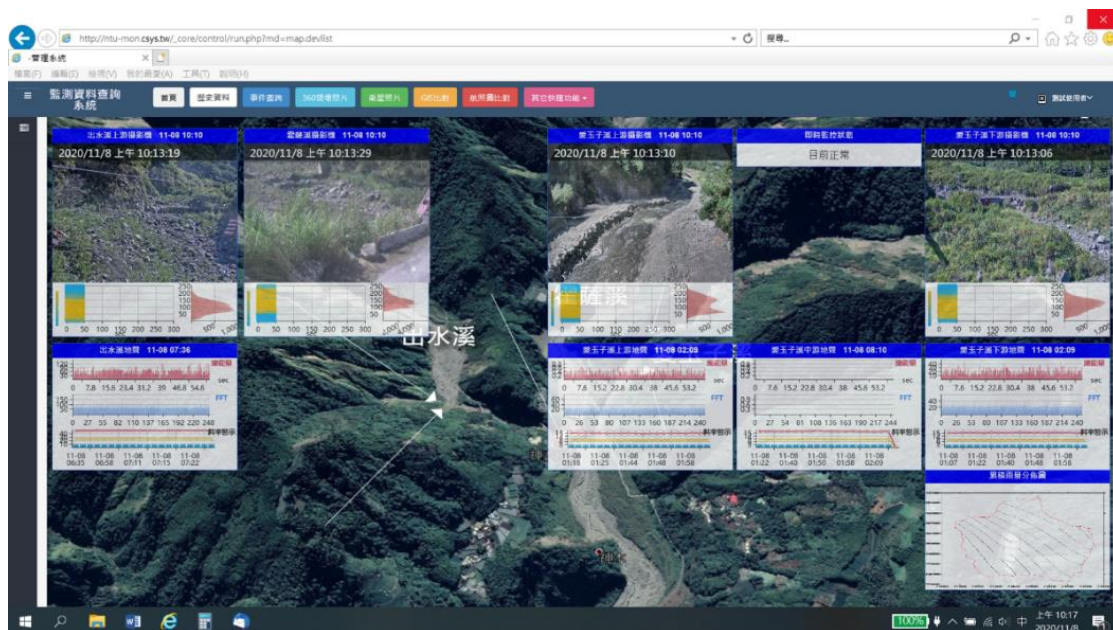


圖 6.2 展示網頁中心整體監測設施圖

而在上方選項中(圖 6.3)則包含：歷史資料(可供下載)、事件查詢、360 度現場照片、衛星照片、GIS 與航照圖對比等功能，若選擇過去事件，使用者可以把過去事件資料下載，資料切成一分鐘一筆，方便下載，如圖 6.4。



圖 6.3 展示網頁之功能





圖 6.4 資料下載與查詢頁面(以一分鐘為一筆資料)

選擇衛星資料可看到下圖

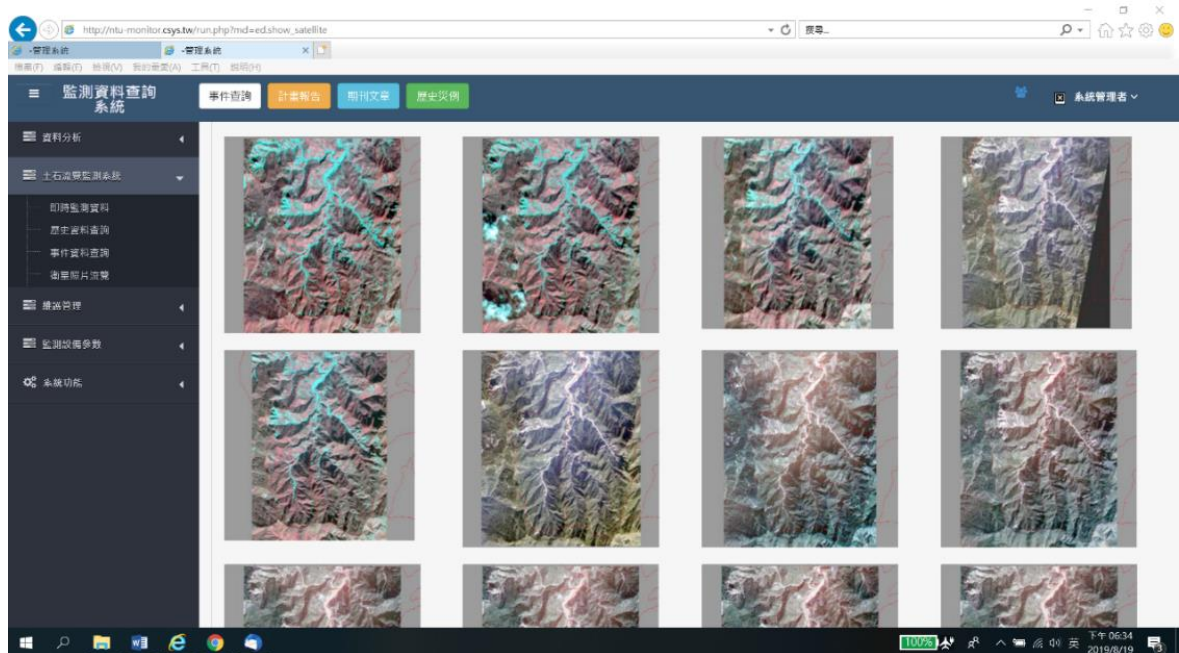


圖 6.5 展示中的歷年衛星影像

若選擇觀看過去(歷史)資料，擇點選該事件後，網也會顯示該事件的整個流程，包含所有監測儀器的紀錄會同步撥放，若該設備有分析的結果，也會同步顯示，如下圖右側就有影像的灰階值分布圖隨時間

變化的結果，同步顯示

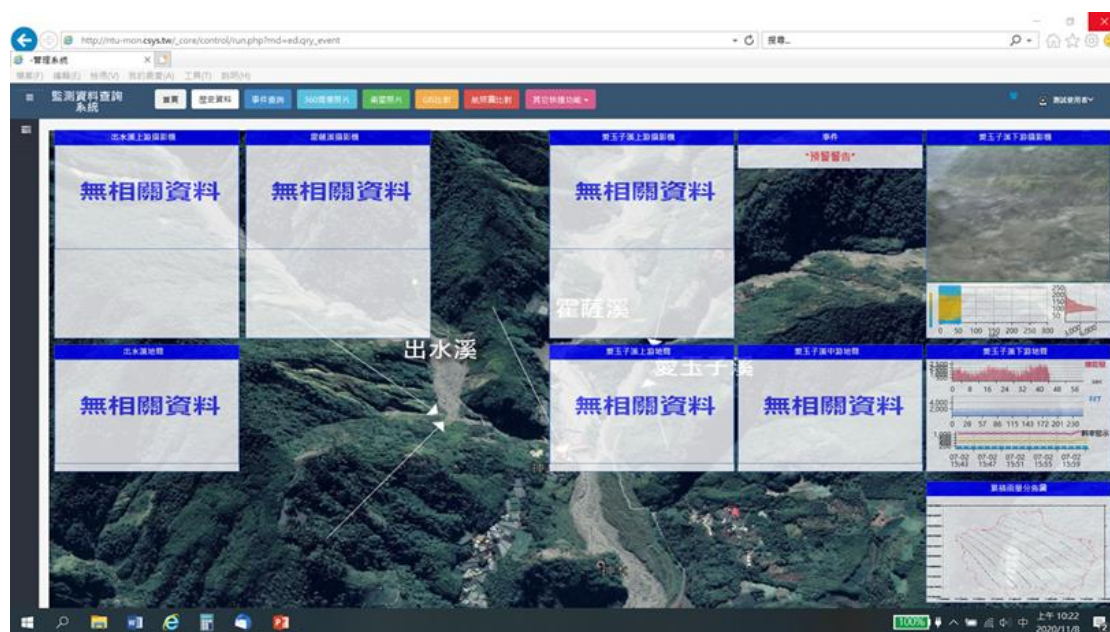


圖 6.6 敏督利颱風實際紀錄與分析結果；包含攝影機與地聲分析

若選 360 度現場照片,會有三個時期(107 年 7 月、107 年 9 月、109 年 8 月)的環場照，自下游到上游分 45 個點照出來



圖 6.7 愛玉子溪 360 度環場照

若選擇 GIS 比對,會有多筆資料的對比,可以用左右拉動的方式來比對資料



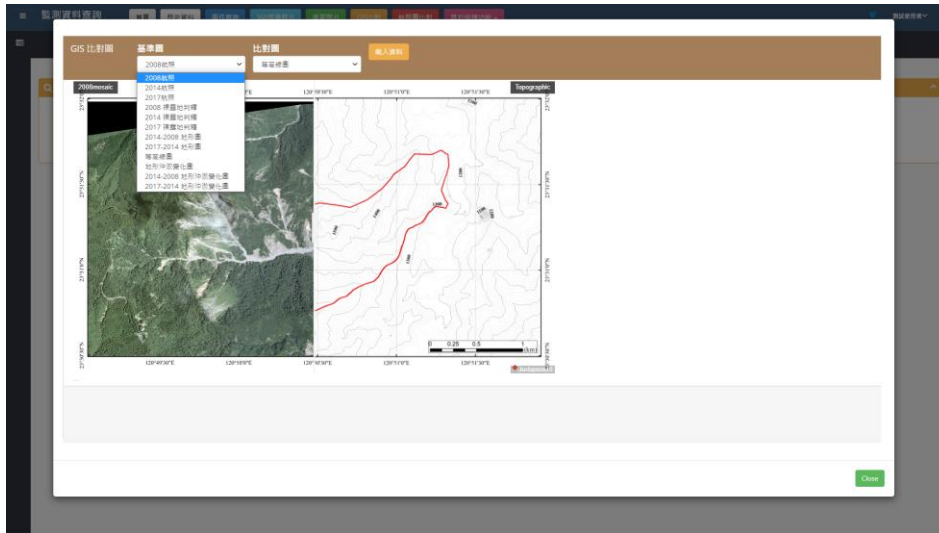


圖 6.8 GIS 資料比對；包含等高線圖、航拍圖、裸露地判釋、地形侵蝕與堆積等計算圖

若選擇航照資料，則有以該區航照圖整合完成的大圖可以分析，照片大小為 8192 的寬度，與航測中心給的照片不完全一樣，解析度也不錯，不過比較沒有那麼精細，但可以下載查看。



圖 6.9 95202097 140217g 37~0305 hr4，其中 95202097 為圖號 140217 代表 2014-02-17 日的照片

此網頁的資料，是由逢甲大學的接收站將資料於接收後，回傳到神木國小的網頁處理電腦，電腦本身將有完整儲存模式，將資料長期儲存，但是逢甲大學的資料，並非即時存放於網頁電腦中，而使每隔一段時間(如五分鐘)，才把資料以檔案形式儲存至本系統中，因此在這種狀況下，系統並無法做即時預報或即時處理，但是一分鐘的差異，對測試系統應該可以接受，未來系統完成要執行正式功能時，尚需另外討論資料傳輸方式。

## 第七章 土石流數值模擬與預警

土石流的偵測，在第二章與第五章都可以用地聲檢知器或影像來偵測，偵測到土石流抵達後，若能配合預先算好的土石流模擬結果，則可估算影響下游特定地方的時間，而採取適當的預警動作，這種做法，會比長期資料預警來得準確，也不會有誤警的情況發生。以下則以愛玉子初步模擬結果來提出預警模式

### 第一節 土石流數值模式

在坡地土石流的評估上，目前最受歡迎的方式即是採用數值模擬，針對不同類型的土石流運移模擬，本計畫將其整理如表 1。

表 7.1 應用於不同類型的土石流數值模擬模式

模式	應用	參考文獻
DAN	崩塌	Oldrich Hungr et al. (1995)
LS-RAPID	崩塌	Kyoji SASSA et al. (1988, 2004)
Savage-Hutter	礫石型山崩	Hutter, K. et al. (1993, 1995)
Debris-2D	土石流	Ko-Fei Liu et al. (2006, 2009)
TRENT-2D	土石流	Aronne Armanini et al. (2009)
DFEM	無黏性土石流	D. Naef et al. (2006) Swiss Federal Research Institute WSL
Kanako-1D&2D	土石流	Kana NAKATANI et al. (2008)
Flo-2D	泥流	O'Brien et al. (1993)

但目前於臺灣較易取得或適合台灣多石頭特性的土石流數值模擬模式目前僅有 FLO-2D 與 DEBRIS-2D 兩種，因此我們將這兩種程式需要的輸入條件整理如表 2。在這兩種數值模式中，其模擬的概念是完全不同的，FLO-2D 主要是以土石流的流量歷線做為輸入，因此必須設定一個入流點，並在此入流點先計算流量歷線，再透過平衡濃度的假設轉換成土石流的流量歷線進行模擬。而 DEBRIS-2D 的模擬主要是輸入土砂料源與水混合後的土石流初始位置與體積量，並依此

進行土石流模擬。比較這兩種類型的模擬，FLO-2D 的模擬比較類似一般河川模擬，其入流點的流量歷線必須再透過其它模式進行流量歷線的模擬或參數的率定，通常較適用於泥流型的土石流，而 DEBRIS-2D 則較適用於礫石型土石流的模擬，只要知道崩塌的位置與體積量即可做模擬(Wu et al., 2013)。以本計畫區域之愛玉子溪土石流屬於礫石型土石流，因此本計畫將採用 DEBRIS-2D 模擬。

表 7.2 土石流數值模擬之所需參數(以 FLO-2D 與 DEBRIS-2D 為例)

需要輸入之資料	FLO-2D	DEBRIS-2D
地形資料	DEM	DEM
降雨逕流資料	流量歷線(從降雨計算)	-
土石料源	土石流流量歷線	崩塌點位分佈
入流點	土石流溢流點之位置	-
初始體積量	-	崩塌體積量
相關參數	體積濃度 $C_v$ 降伏應力 $\tau_0$ 動力黏滯係數 $\eta$ 曼寧粗糙度 $n$ 阻力參數 $K$	降伏應力 $\tau_0$

DEBRIS-2D 經過多次的理論與實驗室內的試驗驗證(Liu & Huang, 2006)，並有多次的現場驗證案例，且此模式開發後第一個現場驗證的案例即是針對本研究計畫區域。在 1996 賀伯颱風的神木村土石流案例中，Liu & Huang (2006)模擬的最後影響範圍與實際土石堆積範圍最大誤差為 20 公尺(全長約 2.5 公里，0.1%誤差)，而模擬的最大厚度與實際土石堆積厚度誤差來自現場的大石頭，為 1 公尺(最大厚度約 10 公尺，誤差 10%)。

除了神木村的現場土石流驗證外，Liu & Wu (2010)則在韓國麟蹄郡(Inje, Korea)的土石流模擬中發現，其最後土石流堆積位置有 95% 的精確度。Wu et al. (2013)應用 DEBRIS-2D 模擬在莫拉克颱風期間，

新發村發生的崩塌型土石流，模擬的最後土石流堆積厚度與水保局現場量測的誤差在 8% 以內，影響範圍的平均誤差為 4%，在當時救難人員有測量的兩個點，其最後堆積厚度深度誤差僅 20cm(3%)。Tsai et al. (2011) 在 2008 預測大鳥村的土石流範圍，其結果與 2010 年的災害比對，土石流影響範圍只有 2.76% 的誤差。因此 DEBRIS-2D 已經證明可以模擬出真實的災害情形，尤其是礫石型土石流，模擬的效果最好。

## 第二節 DEBRIS-2D 土石流模式簡介

DEBRIS-2D 模式的控制方程式是由質量守衡與動量守衡方程式，配合二維長波理論的假設所組成。應變率與剪力的本構關係式則是採用 Julien & Lan(1991) 提出的土石流關係式，此關係式是修正泥流的賓漢模型(Bingham model)，再以應變率的二次項來考慮碰撞的效應，因此可以用來表現泥流與石流混合狀態下的流動行為，其剪力張量與流速的關係式如下：

$$\tau_{ij} = \left( \frac{\tau_0}{\varepsilon_{II}} + \mu_d + \mu_c \varepsilon_{II} \right) \varepsilon_{ij}, \quad \text{當 } \tau_{II} \geq \tau_0 \quad (\text{強剪層}) \quad (7.1)$$

$$\varepsilon_{II} = 0, \quad \text{當 } \tau_{II} < \tau_0 \quad (\text{弱剪層}) \quad (7.2)$$

$$\text{其中 } \varepsilon_{II} = \left( \frac{1}{2} \varepsilon_{ij} \varepsilon_{ij} \right)^{1/2}, \quad \tau_{II} = \left( \frac{1}{2} \tau_{ij} \tau_{ij} \right)^{1/2}$$

其中， $\varepsilon_{ij}$  是應變率張量， $\tau_0$  是降伏應力， $\mu_d$  和  $\mu_c$  分別為動力黏滯係數與紊亂離散參數。因為接近表面空氣不受力，式(7.2) 的弱剪層應該為接近自由水面的部份，該區剪力小於降伏應力，其範圍為  $B(x, y, t) + \delta(x, y, t) \leq z \leq h(x, y, t)$ ， $B(x, y, t)$  為底床地形高層， $\delta(x, y, t)$  為強剪層厚，而  $h(x, y, t)$  則為自由表面高層。式(7.1)為剪力

大於降伏應力的情況，就應該是靠近底床的部份，所以強剪層範圍為  $B(x, y, t) \leq z \leq B(x, y, t) + \delta(x, y, t)$ 。Liu & Huang (2006)的研究中發現強剪層的厚度小於全部厚度的 10%，因此從底床  $z = B(x, y, t)$  到自由表面  $z = h(x, y, t)$  對  $z$  積分，並忽略強剪層厚度後，可得到一組深度平均的質量與動量守恆方程式如式(7.3)、(7.4)和(7.5)所示

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial(uH)}{\partial x} + \frac{\partial(vH)}{\partial y} = 0 \quad (7.3)$$

$$\frac{\partial(uH)}{\partial t} + \frac{\partial(u^2H)}{\partial x} + \frac{\partial(uvH)}{\partial y} = gH \sin \theta - gH \cos \theta \frac{\partial(B+H)}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \frac{\tau_0 u}{\sqrt{u^2 + v^2}} \quad (7.4)$$

$$\frac{\partial(vH)}{\partial t} + \frac{\partial(uvH)}{\partial x} + \frac{\partial(v^2H)}{\partial y} = -gH \cos \theta \frac{\partial(B+H)}{\partial y} - \frac{1}{\rho} \frac{\tau_0 v}{\sqrt{u^2 + v^2}} \quad (7.5)$$

其中  $\theta$  為地形的平均坡度， $\rho$  為土石流的密度， $g$  為重力加速度， $H$  為流深， $B$  為底床地形的高程， $u$  和  $v$  分別為  $x$  和  $y$  方向的流速。式(7.3)為質量守恆方程式。式(7.4)和式(7.5)分別為  $x$  和  $y$  方向的動量守恆方程式，式子的左邊由時間項和對流項組成；式子的右邊則由重力項、壓力項與剪力項所組成。

由於有降伏應力的關係，因此土體給與底床剪力若小於降伏應力，土體將不會有任何運動( $u=v=0$ )，因此利用式(7.4)與(7.5)的平方和，可推導出如下土石流啟動條件，來判斷土石料源是否會開始流動

$$\left( \frac{\partial B}{\partial x} + \frac{\partial H}{\partial x} - \tan \theta \right)^2 + \left( \frac{\partial B}{\partial y} + \frac{\partial H}{\partial y} \right)^2 > \left( \frac{\tau_0}{\rho g \cos \theta H} \right)^2 \quad (7.6)$$

式(6)中的  $B$  和  $H$  的一階微分為壓力的效應， $\tan \theta$  則是重力的效應。只要壓力與重力的效應大於降伏應力，則該處的土石料源就會開始流動。

數值方法上，DEBRIS-2D 用有限差分法來離散控制方程式，為

了計算的效率，採用顯式的計算(explicit scheme)，所以時間上是以 Adams-Bashforth 的三階法處理；空間上，採用二階的中央差分法，但為了處理震波問題，在動量方程式中的對流項，則在速度大時改用一階上風法。

運用此模式可以得到土石流流深在時間與空間上的變化，因此在土石流流動範圍內，任意位置之流深、流速及土石流所造成的衝擊力(劉格非、李峰昌，1997)皆可計算。

### 第三節 土石流料源體積量與分佈

#### 一、DEBRIS-2D 模擬之輸入

在 DEBRIS-2D 的土石流模擬當中有三個重要的輸入條件，第一是當地的地形(DEM)，第二是發生土石流的時候，料源分布情形，第三是土石流本身的流變參數。這三種輸入參數，對結果最敏感的是地形，其次是料源分布，最後才是流變參數(Liu, Hsu and Huang, 2007)。但是再不敏感，仍然需要有標準方法去獲得參數，才能進行模擬，以下針對三種輸入條件，分別說明。

首先必須瞭解現場土石料源體積量的分佈狀況以及土石料源組成的性質，並透過料源的組成性質去推估土石流的降伏應力。透過現地勘察的結果可以得到現場土石料源的分佈以及其體積量，這些材料在流動中會因為強烈混合，濃度達到平衡濃度(Takahashi, 1981)

$$C_{d\infty} = \frac{\rho \tan \theta}{(\sigma - \rho)(\tan \phi - \tan \theta)} \quad C_{d\infty} \leq 0.603 \quad , \quad (7.7)$$

其中  $C_{d\infty}$  為土石流中固體顆粒的體積濃度，稱之為平衡濃度； $\rho$  為水的密度 1.00 g/cm<sup>3</sup>； $\sigma$  為砂礫的密度約取 2.65 g/cm<sup>3</sup>； $\phi$  為砂礫的內摩擦角約為 37 度； $\theta$  為溪床的平均坡度，當此濃度大於 0.603 時則取 0.603

(Liu & Huang, 2006)。

在已知平衡濃度  $C_{d\infty}$  的條件下，土石流體積量的估計一般則可分為兩種類型；第一種是當集水區中降雨的水量足夠帶動所有料源的情況下，透過現地調查的乾土石料源體積量去估計土石流的初始體積量如下

$$V_1 = \frac{V_{debris}}{C_{d\infty}} \quad (7.8)$$

其中  $V_{debris}$  為乾土石料源量， $V_1$  為料源控制的土石流總體積量。第二種則是在集水區中降雨的水量不足以帶動所有料源的情況下，則利用累積雨量去估計集水區的總水量，並利用此總水量去估算可產生的土石流體積量如下

$$V_2 = \frac{V_{water}}{1 - C_{d\infty}} \quad (7.9)$$

其中  $V_{water}$  為累積雨量所估計的集水區總水量(以合理化公式得到的流量乘上集流時間來計算)， $V_2$  為累積雨量所控制的土石流總體積。

一般而言，通常會取  $V_1$  和  $V_2$  中較小的值代表現場可能產生的土石流總體積量，再按照現地土石崩坍點輸入模式中進行模擬(Liu et al., 2009)。但在考慮氣候變遷或極端事件的條件下，為了瞭解最糟情況下的土石流災害，過去也曾有學者採用  $V_1$  和  $V_2$  中較大的值去估計現場的土石流(Liu et al., 2014；Wei et al., 2018)。但不管使用式(8)或式(9)去估計土石流之初始體積量，基本上都必須先了解現場的乾土石料源的位置與分佈，最後才針對現場狀況或探討的問題去產製土石流模擬使用的初始體積分佈。



## 二、愛玉子溪土石流體積量之估計

本計畫之研究區域「愛玉子溪」，基本上屬於高頻率發生土石流之區域，從 2004 年以來至少發生過 15 次土石流(魏等人，2018)，在本計畫與前期計畫多次的現場調查中發現，河床高層變化的速度非常快，每次事件前後皆會造成河床高層的改變，因此無法單純透過上游崩坍點位之崩坍體積量去估計現場乾土石料源，必須將河床堆積的鬆散料源也考量在內。為了詳細估計出現場的乾土石料源之位置與分佈，本計畫則嘗試以不同年期之 DSM 進行地表高層變化之分析。

由於過去鮮少有相關研究或計畫去產製愛玉子溪的 DSM，因此本計畫目前僅蒐集了 2008、2014、2017 三個年份的 DSM(彰師大地理系陳毅青助理教授提供)，此三年份之正射影像與裸露地之判釋，如：圖 1 與圖 2。在三期之正射影像中，其裸露地是逐年在擴大的，在 2008 與 2014 年間，主要擴大的範圍集中在源頭的崩塌範圍，且沿著主河道的河道寬度也有增加的趨勢。而在 2014 與 2017 年間，崩塌範圍並無明顯繼續擴大，且有少部分植生恢復的跡象。為了了解裸露地之料源深度，本計畫則接續透過前後期 DSM 地形之比對，嘗試建立不同年間之地表侵蝕與堆積深度，如：圖 7.3。

在圖 7.3(a)中，本計畫發現 2008 年至 2014 年間的裸露地範圍有將近 90% 的範圍屬於向下侵蝕，僅在上游左支流內與主河道出流口位置有部分堆積，透過過去土石流觀測紀錄(魏等人，2018)，2008 年至 2014 年有將近 9 場土石流，由其 2009 年莫拉克期間曾發生一場即大規模的土石流(王等人，2009)，因此判定在此期間產生之大部分的崩積料源皆已流出此集水區，無法採用 2008 年至 2014 年間的地表侵蝕與堆積深度資料估計現場之鬆散土方料源量。

在圖 7.3(b)中，本計畫發現 2014 年至 2017 年間的裸露地範圍並

無繼續擴大，左支流 1(上游左支流)有趨於穩定的現象，主要侵蝕的範圍落於左支流 2(中游左支流)與主河道兩岸之邊坡，其崩積料源則主要分佈於監測點位上游的主河道。由過去土石流觀測資料，在 2014 年至 2017 年間僅有一場土砂洪流發生於 2017 年 0601 豪雨，且此場土石流僅破壞了監測點之下層鋼索(2.5 公尺高)，因此估計此場事件屬於最大流深不超過 3 公尺的小型土石流。

由於 2017 年後至今，愛玉子溪也尚未發生其它土石流事件，因此本計畫將圖 7.3(b)中堆積於主河道的料源視為未來可能轉變為土石流的鬆散土方料源  $V_{debris}$ ，其體積量約為 951,125 m<sup>3</sup>。

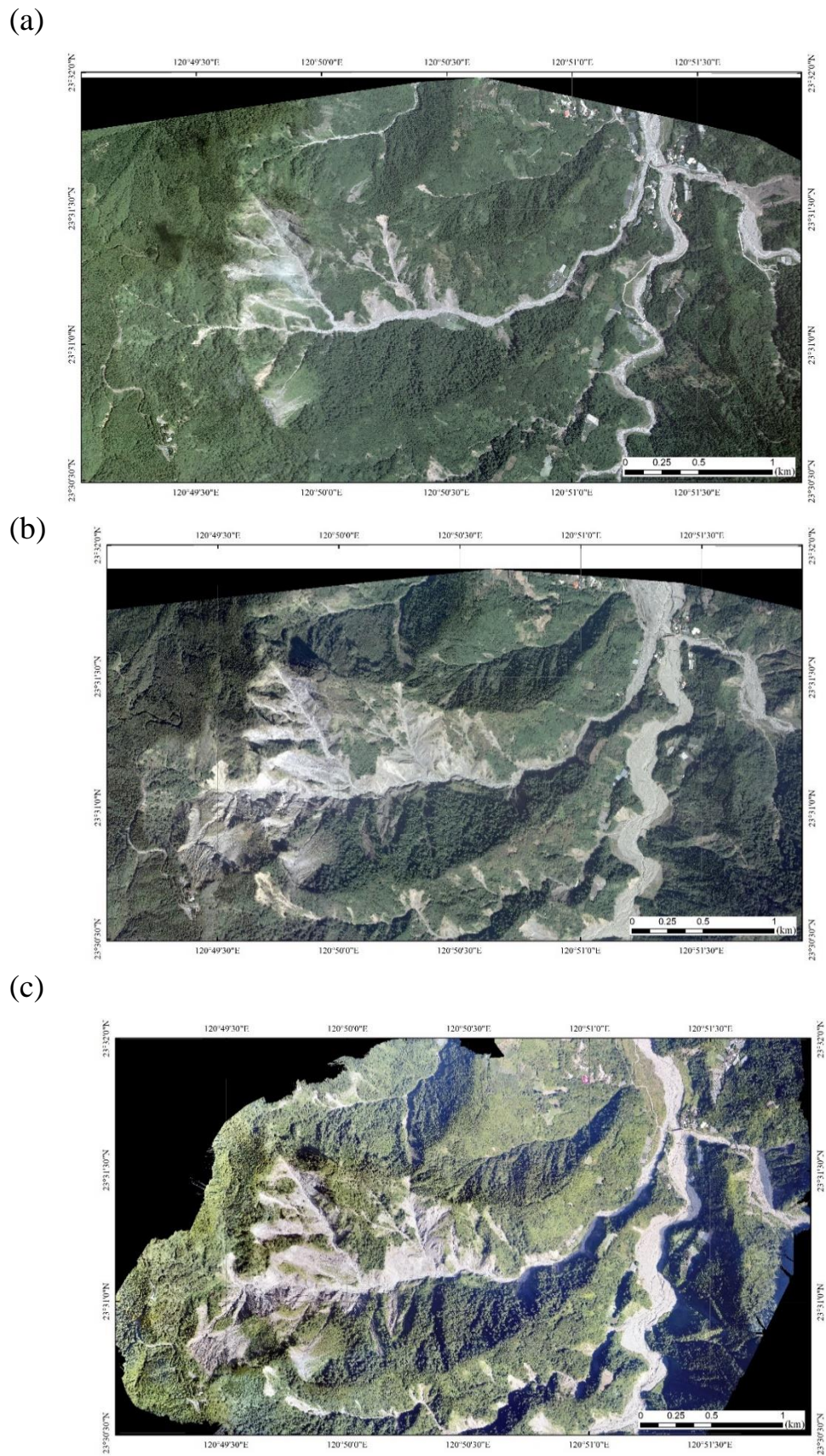


圖 7.1 愛玉子溪集水區之航拍正攝影像；(a) 2008 年(b) 2014 年(c) 2017 年



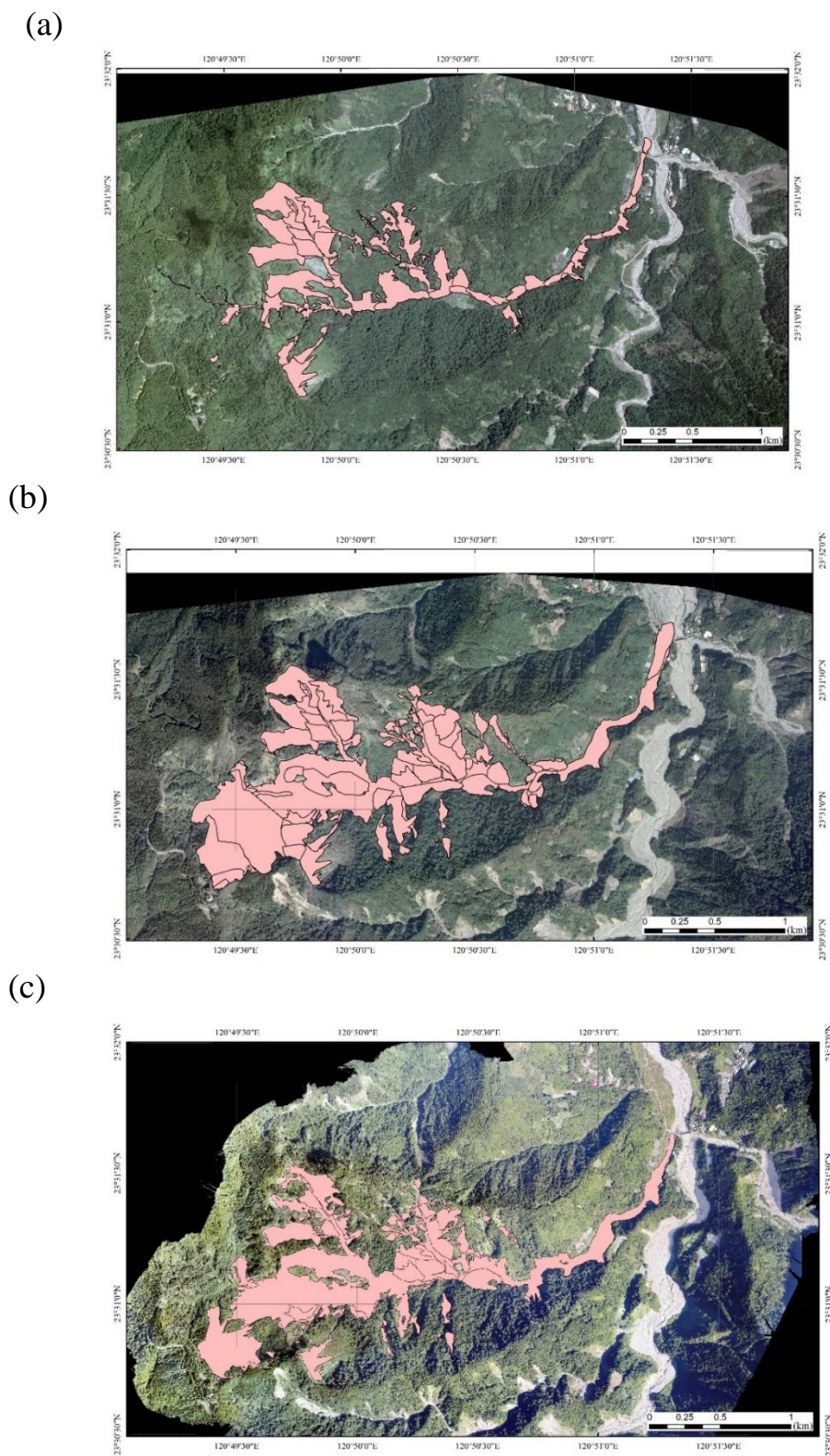


圖 7.2 愛玉子溪集水區之裸露地範圍判釋；(a) 2008 年(b) 2014 年(c) 2017 年

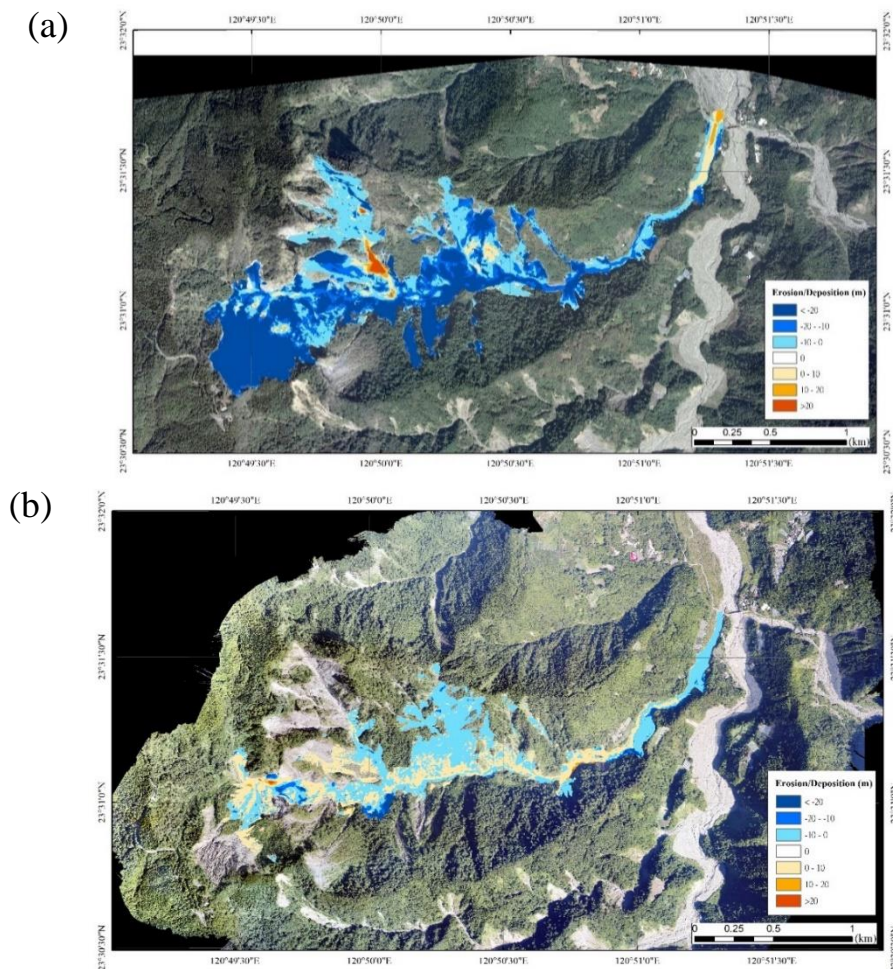


圖 7.3 愛玉子溪集水區之地表侵蝕與堆積；(a) 2008 年至 2014 年間  
(b) 2014 年至 2017 年間

在平衡濃度的假設下，由式(7.8) 與圖 7.3(b)中堆積之鬆散土砂料源，現場土石流體積量則可進一步估算為 1,577,323 m<sup>3</sup>，而其分佈則如圖 7.4。由於愛玉子溪集水區之面積約為 405.02 公頃，因此透過式(7.9)與前述估算之土石流體積量(1,577,323 m<sup>3</sup>)，其所需之累積降雨量則約為 389.4 mm。由於估算之雨量是可能在一場事件中達到的，因此本研究假設愛玉子溪集水區降雨所帶來的水量足以驅動所有堆積之料源，並以圖 7.4 之土石流體積量與分佈做為土石流模擬之初始條件。



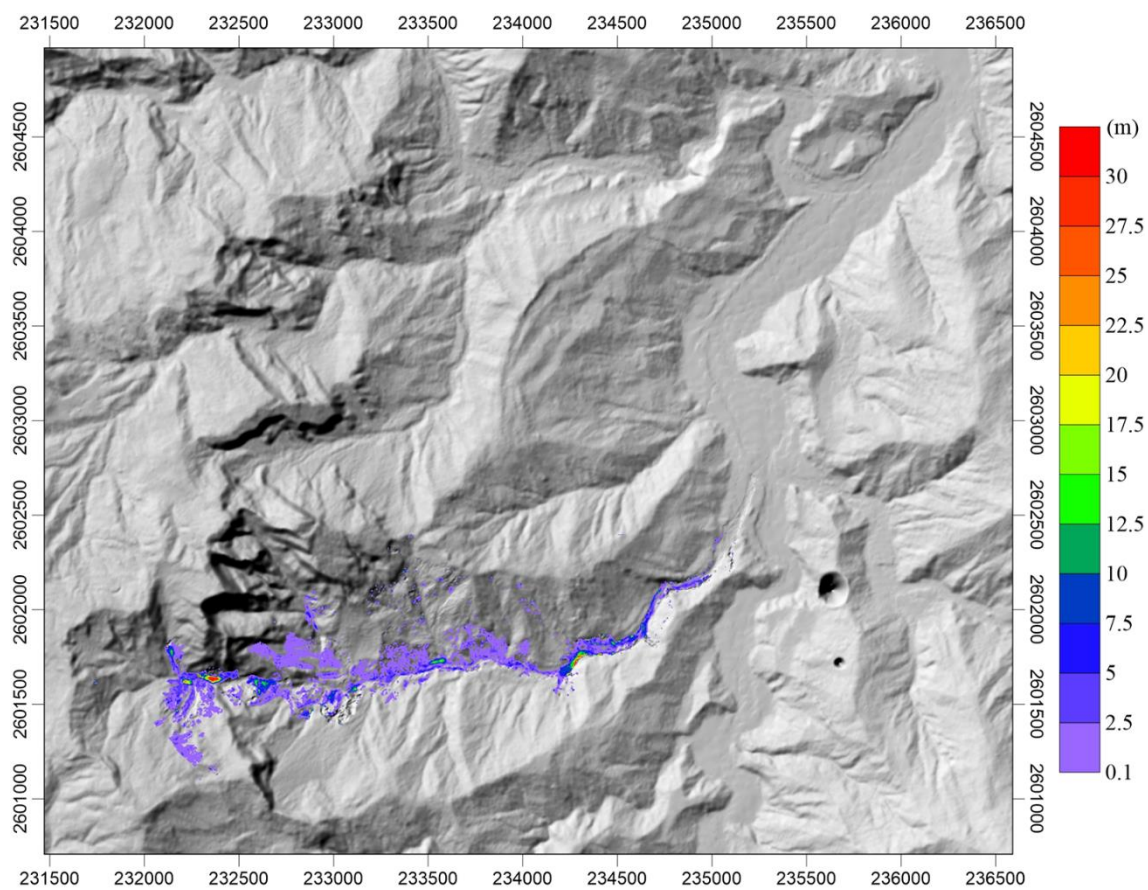


圖 7.4 土石流初始料源之流深分佈

#### 第四節 土石流變參數之估計

在 DEBRIS-2D 所需要輸入的資料中，除了代表現地狀況的土石流體積與分佈外，另一個必須輸入的參數則是代表土石流物質組成的降伏應力。降伏應力是黏塑性流體(Viscoplastic Fluid)很重要的一個流變參數，代表著流體開始運動的瞬間所需施予的外力，若沒有超過此降伏應力則流體將不會有運動發生。而降伏應力也可視為材料組成的函數，理論上降伏應力在土石流內會隨著時間、位置而變化，然而配合前述平衡濃度的假設，DEBRIS-2D 假設土石流的降伏應力為一個常數值。降伏應力的量測方式有很多，實驗室內常用流變儀(O'Brien & Julien, 1988)，但僅限用於泥狀流體，不能含有顆粒或砂石。因此現場估算往往採用傾斜木板的簡易測量法(Liu & Huang, 2006; Coussot & Boyer, 1995)。本研究將採集現場樣本，並使用傾斜平板法，以現場飽和土樣做量測。

##### 一、傾斜平板法基本理論與步驟

根據土石流的本構關係式，可將土石流流體方程式分為弱剪層 (Plug layer) 和強剪層 (Shear layer) 兩個部分，而弱剪層與強剪層則以  $|\tau| = \tau_0$  為分界，其中  $|\tau| < \tau_0$  的區域為弱剪層，而  $|\tau| > \tau_0$  的區域則為強剪層，如：圖 7.5。

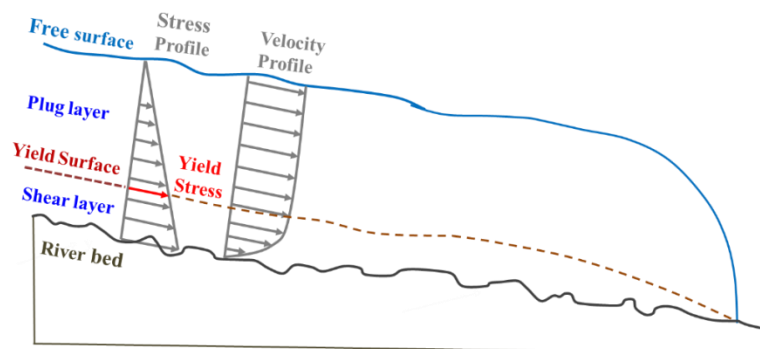


圖 7.5 土石流流動過程之弱剪層與強剪層示意圖

對一個有降伏應力的流體而言，其底部之剪應力一定要大於降伏應力，才能在靠近底床的區域產生強剪層，並開始流動。反之，當土石流流體逐漸停止流動時，底部之強剪層也會越來越薄，直到停止流動時，強剪層將消失並只剩下弱剪層，因此其底床上剪應力將剛好等於降伏應力。

透過上述的流動特性，我們則可透過土石流的弱剪層控制方程式去模擬流體，其一維情形下的方程式如下(黃名村，2003)

$$\frac{\partial(uH)}{\partial t} + \frac{\partial(u^2H)}{\partial x} = -gH \cos \theta \frac{\partial(B+H)}{\partial x} + gH \sin \theta - \frac{1}{\rho} \tau_{zx}|_{z=B} \quad (7.10)$$

其中  $u$  是  $x$  方向流速； $H$  是流深； $B$  是底床； $g$  是重力加速度； $\theta$  為平均底床坡度； $\tau_{zx}|_{z=B}$  為剪應力作用於底床之分量； $\rho$  為土石流之密度。在土石流停止(或啟動)的瞬間，意即所有點之速度皆趨近於零時( $u \approx 0$ )，作用於底床之剪應力則約等於降伏應力( $\tau_{zx}|_{z=B} \approx \tau_0$ )，因此可將式(10)化簡，並在底床  $B$  不隨  $x$  方向變化的假設下，即可推求在平均底床坡度為  $\theta$  時的流深-降伏應力關係式如下

$$H + \frac{\tau_0}{\rho g \sin \theta} \ln \left( H - \frac{\tau_0}{\rho g \sin \theta} \right) = x \tan \theta + Const. \quad (7.11)$$

其中，當平均底床坡度  $\theta = 0^\circ$  時，則式(4)可再次被化簡，並推得水平底床下的流深-降伏應力關係式如下

$$\frac{H^2}{2x} = -\frac{\tau_0}{\rho g} + Const. \quad (7.12)$$

由式(7.11)與式(7.12)可發現，降伏應力  $\tau_0$  可透過土石流每個位置  $x$  的流深  $H$  進行檢定，因此本研究設計一長、寬、高分別為 77 cm、20cm、20cm 的渠道(見圖 7.6)，並以螺桿搭配一垂直於底床之平板裝置去推動土砂流體向下游運動，模擬逐漸停止流動時的土石流流況(如圖 7.7(a))，並依此試驗之流深頗面檢定土石流之降伏應力(如圖

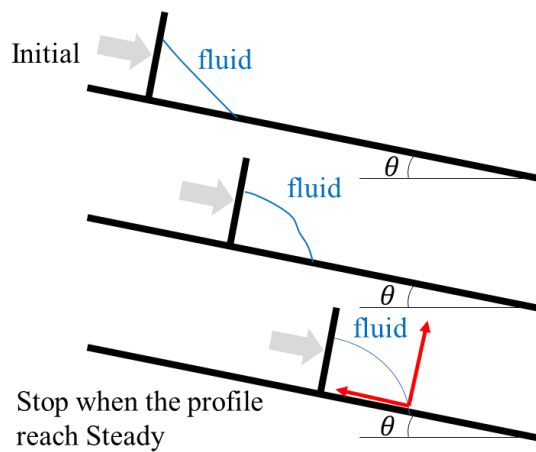


7.7(b))。



圖 7.6 傾斜平板試驗渠道

(a)



(b)

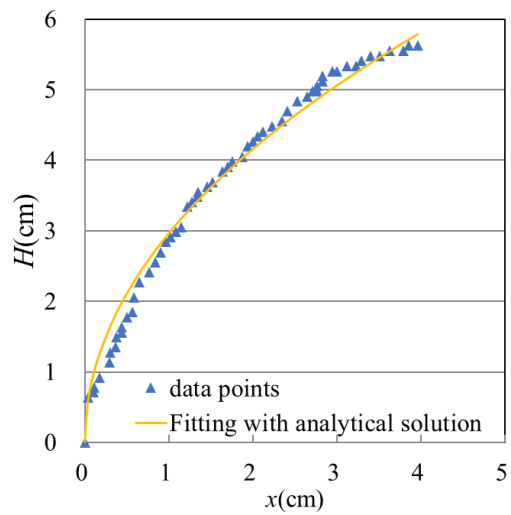


圖 7.7 傾斜平板試驗過程與萃取之流深頗面

針對式(7.11)或式(7.12)與前述之降伏應力檢定概念，其量測降伏應力試驗過程之詳細步驟如下：

- (一) 架設渠道並量測渠道坡度。
- (二) 將採樣之土樣加水混合，量測試驗土樣之體積量、重量、密度。
- (三) 將試驗土樣堆置於傾斜之渠道中，並一側以一垂直於渠道底床的平板阻擋。錄影並緩慢推動平板，使試驗土樣緩慢向前移動，如此即可產生一每一點均達啟動狀態之剖面，如圖 7(a)所示。當試驗土樣不再隨著平板推動而改變流深分布時即可停止。
- (四) 以錄影之影像萃取最後停止時的流深剖面，並紀錄流深  $H$  隨  $x$  變化的情形，以式(7.11)或式(7.12)檢定降伏應力  $\tau_0$ ，如圖 7(b)所示。
- (五) 試驗完成後，將土樣烘乾，量測乾土重，並計算前述每次試驗過程的對應重量濃度  $C_w$ 。
- (六) 參考標準土壤力學試驗之乾土比重量測步驟，量測土樣之比重，並以下式之轉換公式推求每次試驗的體積濃度。

$$C_v = \frac{C_w}{G - C_w(G - 1)} \quad (7.14)$$

其中  $G = \gamma_s / \gamma_w$  為比重； $\gamma_s$  和  $\gamma_w$  分別為土樣與水的容重。

- (七) 參考標準土壤力學試驗之粒徑分布量測步驟，量測試驗土樣之粒徑分布。

## 二、愛玉子溪土石流降伏應力之估計

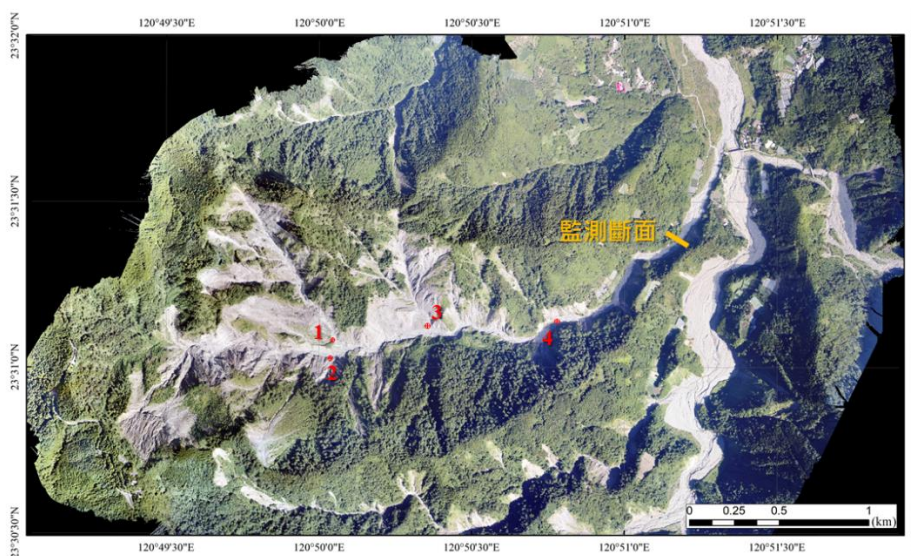
由於過去研究或相關規範中並沒有針對現場土石流流變參數樣本採樣的方法，因此在現場挖掘樣本過程，本計畫則初步參考水土保持技術規範第三十七條的河床質調查方法，並重新考量土石流溪流之特性與流變參數試驗之需求，將採樣原則進行微調修正，如表 7.3。

表 7.3 河床質樣本採樣與土石流流變參數樣本採樣之比較

	河床質樣本採樣	土石流流變參數樣本採樣
選點	沖淤嚴重河段，且每 1 km 至少採樣一個點位	針對崩塌或過去土石流堆積之鬆散料源，因土石流溪流較短，故約 500 m 即採樣一個點位
採樣面積	1 平方米範圍之正方形	因溪床大於 1 米之巨石非常多，因此僅能尋找約 1 平方米範圍之多邊形
採樣深度	從表面挖掘約 0.6 公尺深	由於土石流溪流之表面粒徑較大，且礫石居多，因此依現場人工可挖掘的深度，從表面挖掘約 0.1~0.3 公尺深
最大粒徑	大於 2 mm 的大顆粒篩掉，並於現場做大粒徑篩分析	由於流變實驗之渠道寬高都約 20 cm，因此僅將大於 10 mm 的大顆粒篩掉。
攜回土樣	採用四分法，將對角兩個等分的土樣攜回	採用四分法，將對角兩個等分的土樣攜回

根據表 7.3 所列之採樣原則，並參考圖 7.4 的初始體積料源分佈，本計畫於今年 10 月 5 日至愛玉子溪進行崩積料源的採樣，實際採樣之點位有四處，如圖 8 所示，包含：中上游兩條支流與主流的匯流點（點位 1、3）、主流上游右岸崩塌邊坡之坡趾（點位 2）、歷史土石流前鋒堆積等（點位 4）。攜回的土樣則依照前節所列之試驗步驟（步驟 1~6）進行試驗，其試驗之影像如圖 7.9，擷取之流深頗面與透過式(12)檢定之

結果如圖 7.10。



點位	座標(TWD97)	採樣時間	描述
1	233141, 2601621	2020/10/05	左岸支流一與主流匯流點
2	233122, 2601540	2020/10/05	主流右岸崩塌邊坡坡趾
3	233600, 2601706	2020/10/05	左岸支流二與主流匯流點
4	234337, 2601764	2020/10/05	歷史土石流前鋒堆積處

圖 7.8 愛玉子溪土砂料源現場採樣點位與列表

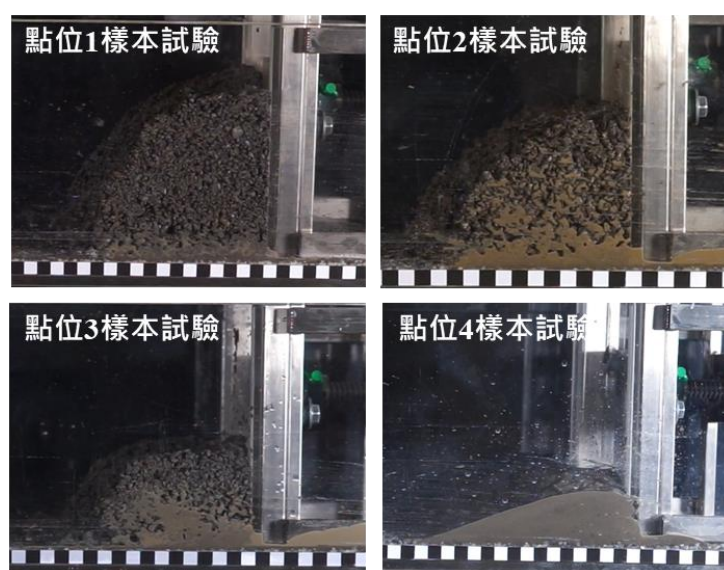


圖 7.9 傾斜平板試驗達穩態時之頗面影像

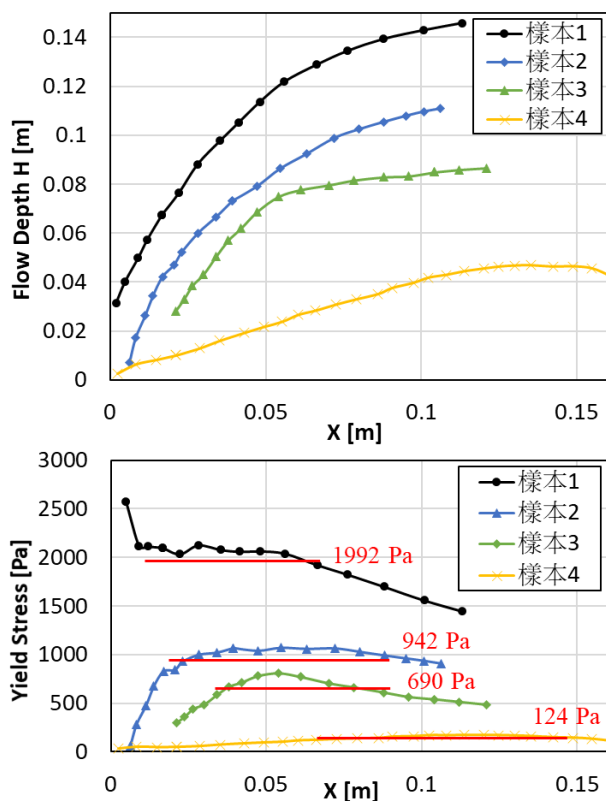


圖 7.10 影像擷取之流深變化與降伏應力檢定結果

表 7.4 試驗樣本之流體參數與估計之降伏應力

樣本點位	試驗體積量 (cm <sup>3</sup> )	流體密度 (g/cm <sup>3</sup> )	重量濃度 (%)	乾土比重	體積濃度 (%)	d50 (cm)	降伏應力 (Pa)
1	5176.76	1.57	0.88	2.669	0.73	2.12	1991.79
2	3632.61	1.60	0.87	2.661	0.71	2.30	942.25
3	2779.50	1.59	0.83	2.655	0.66	1.77	609.73
4	2009.42	2.02	0.78	2.658	0.57	0.17	124.02

試驗完成後則接續參考標準土壤力學試驗量測乾土比重與粒徑篩分析，並將數據統整如表 4。在此試驗中，四個樣本的中值粒徑約介於 0.17~2.30 cm，在體積濃度接近土石流平衡濃度的情況下，其降伏應力約介於 124~1991 Pa 之間，因此本計畫將應用此四個樣本量測的降伏應力值去估計現場土石流的降伏應力，並做為土石流數質模擬的輸入參數。

## 第五節 土石流模擬結果

在愛玉子溪的土石流模擬中，採用 7.2 介紹之 DEBRIS-2D 模式進行模擬。根據 7.3 與 7.4 之說明，其土石流模擬之輸入參數統整如下表 7.5，而其土石流模擬結果則繪圖如圖 7.11~圖 7.14。

表 7.5 土石流模擬之輸入參數

參數	模擬參數	備註
地形精度	5 [m]	
土石流之平衡濃度	0.603	Takahashi (1981); Liu & Huang (2006)
土石流體積量	1,577,323[m <sup>3</sup> ]	其分佈如圖 4
土石流降伏應力	1991.79 [Pa]	現場 4 個樣本之試驗 結果，詳如表四
	942.25 [Pa]	
	609.73 [Pa]	
	124.02 [Pa]	

由模擬結果可發現(圖 7.11~圖 7.14)，不同降伏應力對最後土石流影響範圍的變化非常不敏感，且在這四種不同降伏應力的土石流模擬中，其土石流前鋒都沒有流出集水區之外，絕大部分之土石流體積量都堆積於愛玉子溪主流之河道上，其平均深度介於 5~10 米之間。



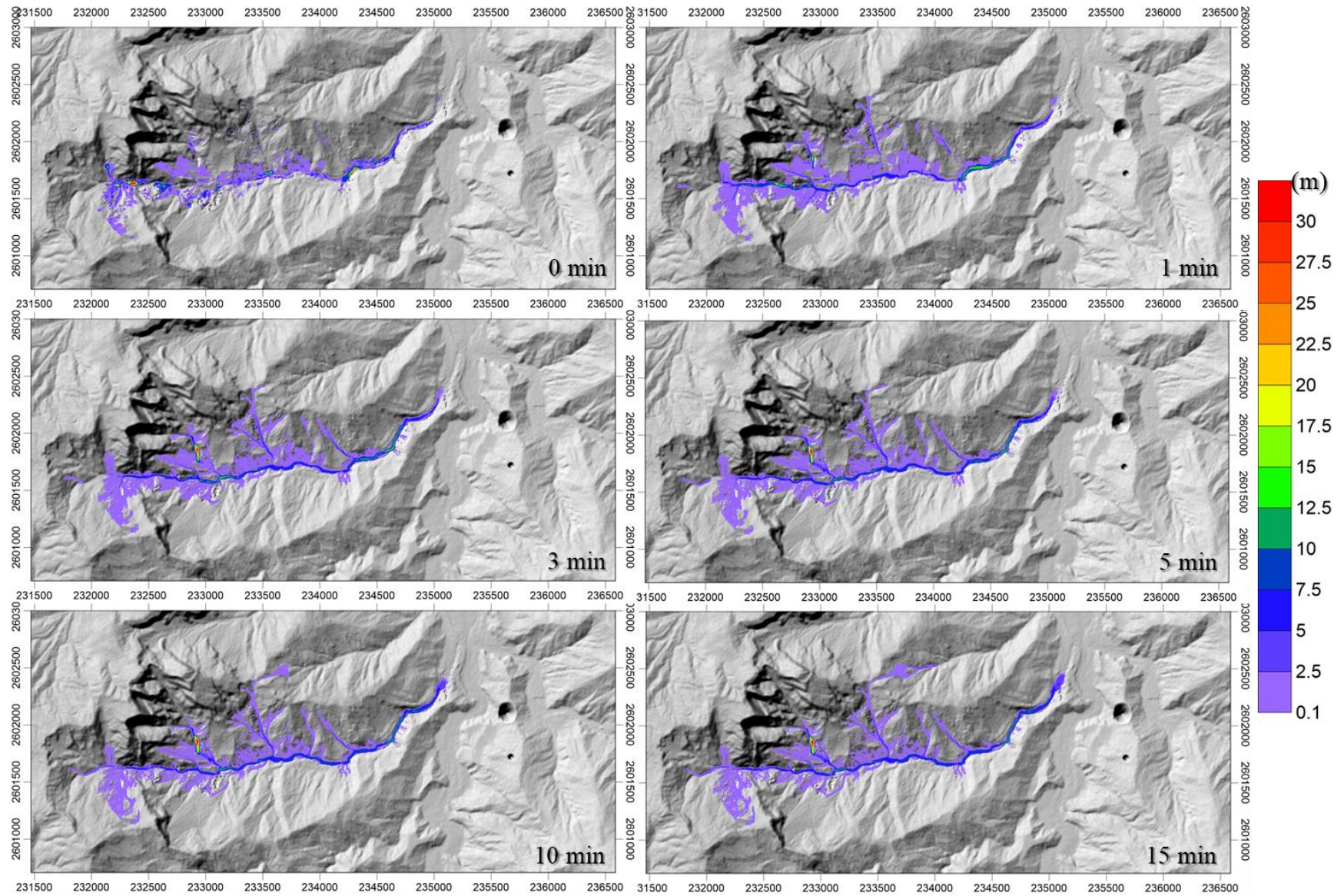


圖 7.11 降伏應力為 1992 Pa 時之土石流數值模擬結果



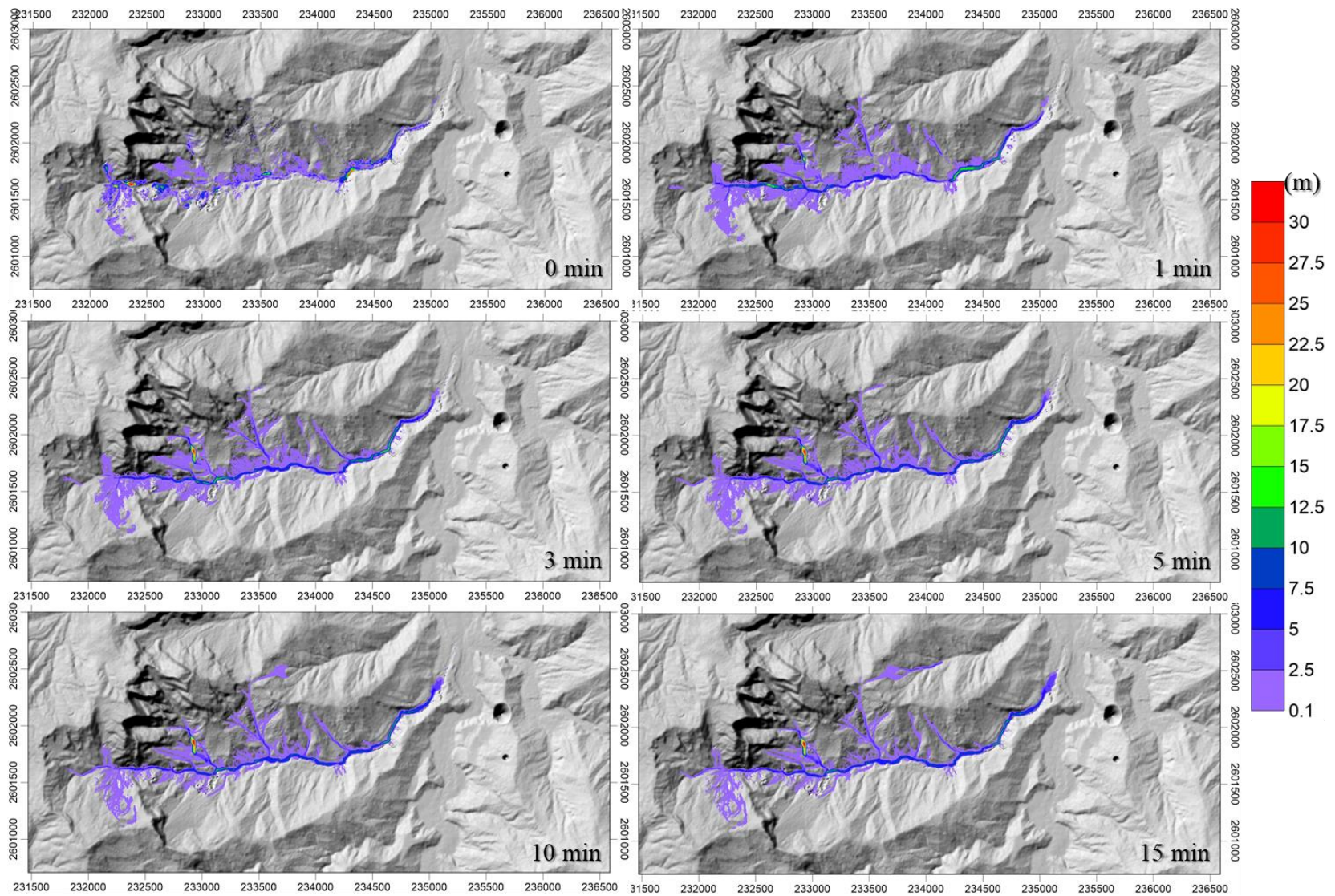


圖 7.12 降伏應力為 942 Pa 時之土石流數值模擬結果



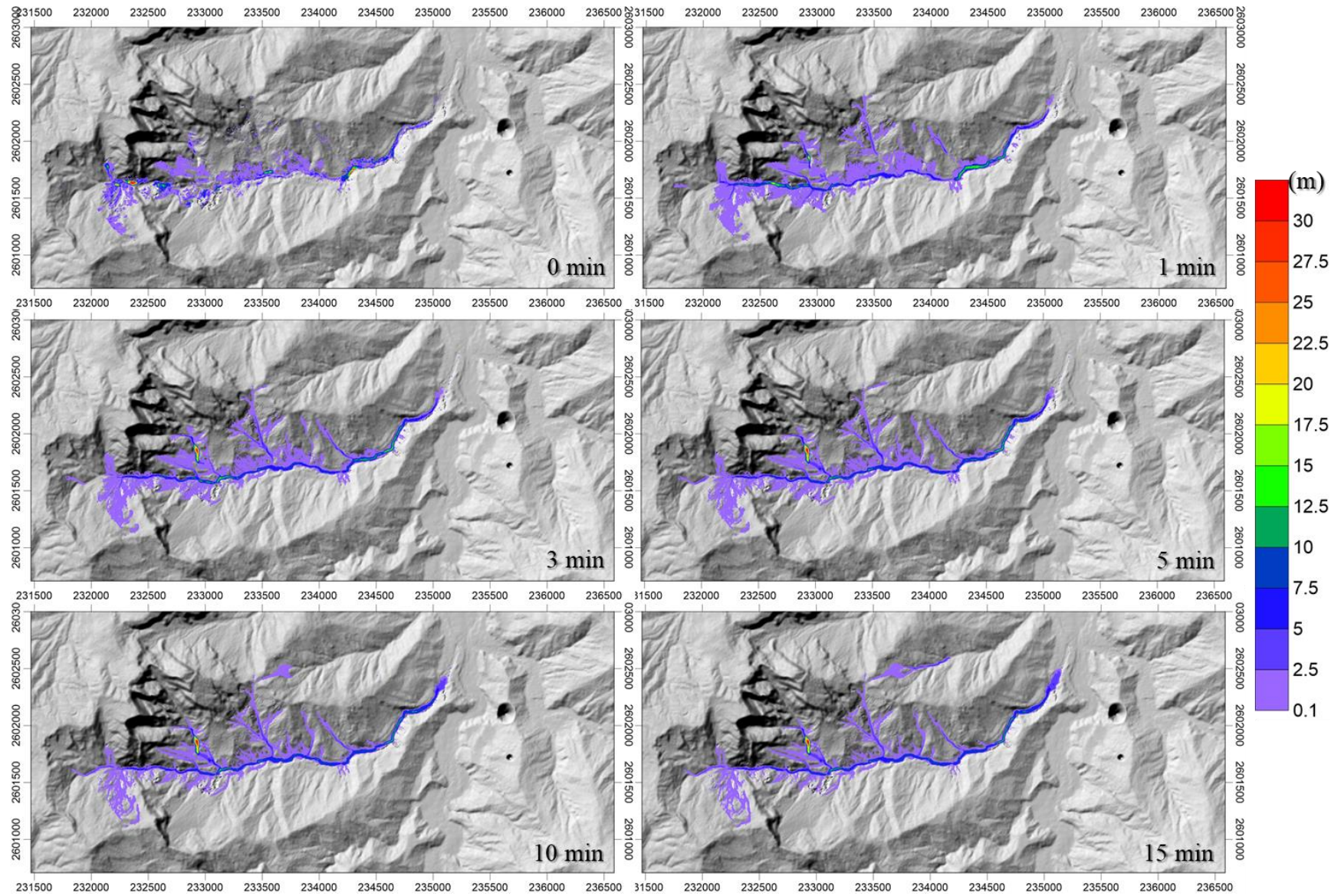


圖 7.13 降伏應力為 610 Pa 時之土石流數值模擬結果



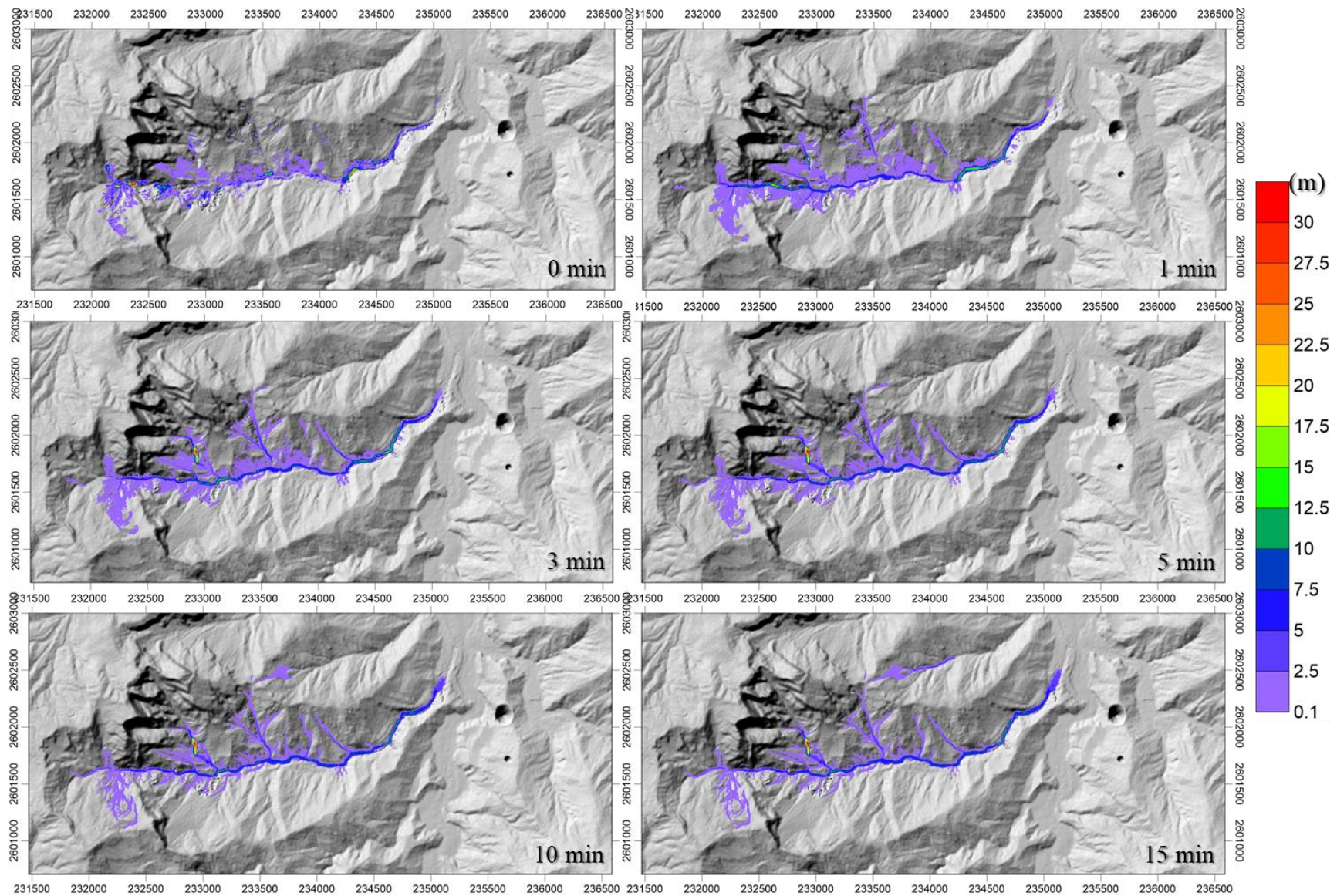


圖 7.14 降伏應力為 124 Pa 時之土石流數值模擬結果

## 第六節 預警建議

按照模擬結果，愛玉子溪除非碰到極端事件，下游並不需要做任何預警，只有神木村對外聯絡道路在地聲檢知器或攝影機偵測到土石流後，約過最多 10 分鐘，神木村對外橋梁就會受到衝擊，因此以偵測到的時間當下發出下游橋梁警戒或直接放下柵欄，都是可以防止災害的方式，至於下游民宅與道路，都只有泥水溢淹的危險，並沒有被土石流直接衝擊的機會。

但是在上游有土石流發生的情況下，視線可見的範圍不發土石流預警對一般民眾是無法接受的，因此在愛玉子溪土石流監測站偵測到土石流後，建議預警範圍一直發布到由台 21 線轉進神木村的路口，為一適當範圍。



## 第八章 結論與建議

### 第一節 結論

- 一、以地聲檢知器訊號偵測土石流到達的研究工作已完成，偵測到的時間誤差不超過 4 秒，此法可以應用於現場且方法使用，不需要先測量很長的時間決定預警門檻值，因此可以直接用於目前監測站與行動式監測車。
- 二、利用地聲檢知器訊號分析土石流流速與流量已有初步成果，多地聲計算波速之軟體也已完成。
- 三、完成利用理論與水槽試驗，結論為地聲檢知器若放於大型水泥壩中(寬度超過 16 公尺)，恐會產生與土石流特徵頻率相同的共振頻率，因此需要特別注意，但安裝於寬比 16 公尺小的結構物，應該都沒有問題。
- 四、由室內試驗找到地聲檢知器訊號與土石流波速之間的關係，但需要更進一步以現場資料確認。
- 五、影像分析以總灰階值法完成偵測土石流到達的偵測功能，誤差不超過 11 秒，對於下游預警與系統資料處理都有極大幫助。
- 六、以總灰階值法配合多個劃分小區域(ROI)，可以估算土石流速度，誤差不超過 3%，但是如果現場影像每秒只有兩張畫面的話，此法必須進一步研究如何增加精度。

- 七、以多次快速傅立葉轉換影像資料，可以找出畫面中特大巨石，誤差約 5%，但是理論雖可行，目前尚無法以程式自動比對偵測，因此自動化判釋為當務之急的下一步。
- 八、網站已建置完成，包含：監測展示、資料下載、事件查詢、3D 環場照、航照、資料比對等功能，而監測資料也已與攝影機和地聲的偵測結合，可以做即時預警的現場測試。

## 第二節 建議

- 一、本研究的方法與準確度已接近完成，建議實際應用於除了目前用來驗證的神木村測站以外的監測點。
- 二、現場設備在應用於分析時，往往其準確度與比例尺是個問題，因此必須有現場儀器的固定檢校方法，才能確保現場設備能提供可以供分析且準確的資料。
- 三、本計畫由總灰階值分析影像與由地聲檢知器振動頻率來偵測土石流的預警方式，快速且準確，非常適合即時偵測預警。若能轉化成簡單便宜的應用儀器，應可推廣至需求之社區，落實全民防災的概念。

## 參考文獻

1. 王虹萍、黃彥豪、葉美伶、方耀民、李秉乾、周天穎、尹孝元 (2009),  
「莫拉克風災台灣土石流觀測實錄」, 中華水土保持學報, 40(4):  
311-328。
2. 水土保持技術規範 (中華民國 103 年 9 月 11 日)
3. 行政院農業委員會水土保持局 (2015),「歷年觀測資料成果彙編」,  
行政院農業委員會水土保持局。
4. 行政院農業委員會水土保持局 (2016),「神木國際土砂災害觀測  
研究中心暨坡地水文試驗研究場域規劃」, 行政院農業委員會水  
土保持局。
5. 李欣輯 (2000),「地聲探測器應用於土石流預警」, 國立台灣大學  
土木學系研究所碩士論文。
6. 周憲德 (2015),「火炎山土石流之流動型態與地聲特性分析」, 中  
華水土保持學報。
7. 區域排水整治及環境營造規劃手冊
8. 張婉真 (2005),「地聲檢知器複式探測之研究」, 國立台灣大學土  
木學系研究所碩士論文。
9. 黃名村 (2003),「土石流災害範圍之數值模擬及利用微波偵測土  
石流之研究」, 國立台灣大學土木工程學研究所博士論文。

10. 黃清哲 (2007), 「不同形態土石流地聲特性之實驗研究」, 中華水土保持學報。
11. 詹錢登、李明熹 (2004), 「土石流發生降雨警戒模式」, 中華水土保持學報, 第 35 卷, 第 3 期, 第 273-283 頁。
12. 劉格非、李峰昌 (1997), 「石流撞擊機制之試驗分析」, 中華民國力學學會期刊, 第13卷, 第1期, 第87-100頁。
13. 劉格非、魏士超、鄺寶成 (2013), 「累積雨量對土石流影響範圍評估之影響」, 中華水土保持學報, 第 44 卷, 第 3 期, 第 225-233 頁。
14. 魏士超、劉格非、黃亦敏、方耀民、尹孝元、黃效禹、林建良 (2018), 「愛玉子溪土石流之地動訊號特性與警戒方法之探討」, 中華水土保持學報, 49(2): 77-88。
15. 魏士超 (2019), 「土石流震聲波之理論研究」, 博士論文, 國立臺灣大學土木工程學系。
16. Arattano, M. (2003) Monitoring the presence of the debris-flow front and its velocity through ground vibration detectors, The third Int. Conf. on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment, Davos, Switzerland, pp.719-730.
17. Armanini A., Fraccarollo L. & Rosatti G. (2009) Two dimensional simulation of debris flows in erodible channels. Computers & Geosciences, 35, 993–1006.



18. Andreas Schimmel (2018) Automatic Identification of Alpine Mass Movements by a Combination of Seismic and Infrasound Sensors
19. Beauchemin S. S., Barron J. L.(1995) The Computation of Optical Flow, ACM Computing Surveys (CSUR) Surveys Homepage archive Volume 27 Issue 3, Sept,Pages 433-466
20. Bouguet J. Y. (1999) Pyramidal implementation of the ILcas Kanade feature tracker description of the algorithm, Intel Corporation Microprocessor Research Labs
21. Coussot, P., and Boyer, S. (1995) “Determination of yield stress fluid behaviour from inclined plane test.” *Rheologica Acta*. 34(6):534-543
22. FLO-2D (2006) FLO-2D User’s manual (version 2006.01), FLO-2D Software, Inc., Arizona, USA
23. Friedlander B. and Zeira A. (1995) Over-sampled Gabor representation for transient signals.
24. Huang C.J., Yin H.Y. Chen C.Y., Yeh C.H., Wang C.H. (2007) Ground vibrations produced by rock motions and debris flows. *J. Geophys. Res.* 112, F02014.
25. Hungr, O. (1995) A model for the runout analysis of rapid flow slide, debris flow, and avalanches, *Canadian Geotechnical Journal*, 32, 610–623.
26. Hutter, K. & Greve, R. (1993) Two-dimensional similarity solutions for finite-mass granular avalanches with Coulomb- and viscous-type frictional resistance. *J. Glaciol.* 39, 357–372
27. Hutter, K., Koch, T., Plüss, C. & Savage, S. B. (1995) The dynamics of avalanches of granular materials from initiation to runout. *Acta*

- Mech. 109, 127–165.
28. ITU-R Recommendation BT.709, Basic Parameter Values for the HDTV Standard for the Studio and for International Programme Exchange (1990), [formerly CCIR Rec. 709] (Geneva: ITU, 1990)
  29. Itakura Y., Koga Y., Takahama J.I., and Nowa Y. (1997) Acoustic detection sensor for debris flow.
  30. Jenson, S. and Domingue, J. (1988) Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 54, 1593-1600.
  31. Julien, P.Y. and Y. Lan (1991). “Rheology of Hyperconcentrations.” *J. Hydr. Engrg*, 117(3):346-353.
  32. Kuo H.M., Ren H., Lee C.S., Chen Yen-Liang, Lin Yen-Shuo, and Su Yeng. (2013) Monitoring Debris Flows Using Spatial Filtering and Entropy Determination Approaches. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, Vol. 24, No. 5, 773-791, October
  33. Liu, K.F. and Huang, M.C. (2006). “Numerical simulation of debris flow with application on hazard area mapping.” *Computational Geoscience*, 10(2): 221-240.
  34. Liu, K.F., Hsu, Y.C. and Huang, M.C. (2007). Study on the sensitivity of Parameters Relating to Debris Flow Spread. 2007 International Conference on Slope land Disaster Mitigation, Taipei, Oct. 29-30, 212-220
  35. Liu K.F., Kuo T.I., Wei S.C. (2021) Debris flow detection using a video camera. In: Sassa K. et al. (ed) *Understanding and Reducing Landslide*

- Disaster Risk (accepted)
36. Liu, K.F., Li, H.C. and Hsu, Y.C. (2009). “Debris flow hazard assessment with numerical simulation.” *Natural Hazards*. 49:137-161.
  37. Liu K.F., Wei S.C., and Wu Y.H. (2014) The influence of accumulated precipitation on debris flow hazard area. In: Sassa K. et al. (ed) *Landslide Science for a Safer Geo-Environment*, Vol 3, Springer, pp 45-50
  38. Liu, K.F. and Wu, Y.H. (2010). The Assessment of Debris Flow Hazard in Korea Using Debris 2D. *Interpraevent 2009*, 820-82
  39. Mizuyama T., Fujita M., Nonaka M. (2003) Measurement of bed load with the use of hydrophones in mountain torrents”.
  40. Naef, D., D. Rickenmann, P. Rutschmann and B.W. McArdell (2006) Comparison of friction relations for debris flows using a one dimensional finite element simulation model, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 6, 155–165.
  41. Nakatani K., Wada T., Satofuka Y., Mizuyama T. (2008). Development of “Kanakano 2D (Ver.2.00),” a user-friendly one- and two-dimensional debris flow simulator equipped with a graphical user interface. *International Journal of Erosion Control Engineering*: Vol.1, No.2, 62-72.
  42. O’Callaghan, J.F. and Mark, D.A. (1984) The Extraction of the Drainage Networks from Digital Elevation Data. *Computer Vision, Graphics, and Image Processing*, 28, 323-344.
  43. O’Brien JS, Julien PY, Fullerton WT. (1993). Two-dimensional water flood and mudflow simulation. *Journal of Hydraulic Engineering* 119 :

- 244-259.
44. O'Brien, J. and Julien, P. (1988). "Laboratory Analysis of Mudflow Properties." *J. Hydraul. Eng.*, 114(8), 877–887.
  45. Sassa K (1988) Geotechnical model for the motion of landslides. In: *Proc. 5th International Symposium on Landslides, "Landslides"*, Balkema, Rotterdam, vol. 1. pp 37–56
  46. Sassa K, Wang G, Fukuoka H, Wang FW, Ochiai T, Sugiyama, Sekiguchi T (2004) Landslide risk evaluation and hazard mapping for rapid and long-travel landslides in urban development areas. *Landslides* 1(3):221–235
  47. Simon Baker, Iain Matthews.(2004)"Lucas-Kanade 20 Years On: A Unifying Framework" ,*International Journal of Computer Vision* 56(3), 221–255
  48. Sun D., Roth S., and Black. M. J (2010) Secrets of optical flow estimation and their principles. In *CVPR*. 6
  49. Takahashi, T. (1981). "Debris flow." *Annual Review Fluid Mechanics*, 13:57-77.
  50. Thomas Brox, Andrés Bruhn, Nils Papenberg, Joachim Weickert (2004) High Accuracy Optical Flow Estimation Based on a Theory for Warping, *ECCV 2004: Computer Vision - ECCV* pp 25-36
  51. Tsai, M.P., Hsu, Y.C., Li, H.C. and Liu, K.F. (2011). "Application of simulation technique on debris flow hazard zone delineation: a case study in the Daniao tribe, Eastern Taiwan." *Nat. Hazards Earth Syst.*, 11:3053–3062
  52. Wang Chia-Ming, Fan Kuo-Chin, and Wang Cheng-Tzu (2008)

- Optical Flow by Integrating Multi-Frame Information, Journal of Information Science and Engineering 24, 1719-1731
53. Wei, S.C., Li, H.C., Shih, H.J., and Liu, K.F. (2018) Potential Impact of Climate Change and Extreme Events on Slope Land Hazard – A Case Study of Xindian Watershed in Taiwan, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 18, 1–14.
54. Wei, S.C., and Liu K.F. (2019) Automatic Debris Flow Detection with Geophones, Landslides. 17(2), 349-359. doi: 10.1007/s10346-019-01258-9
55. Wu, Y.H., Liu, K.F. and Chen, Y.C. (2013) Comparison between FLO-2D and Debris-2D on the application of assessment of granular debris flow hazards with case study. Journal of Mountain Science. 10(2):293-304



## 附錄一：期刊論文發表

1. Chae B.G., Liu K.F., Wu Y.H., Choi J.H., and Park H.-J. (2020) Simulation of Debris-Flow Runout Near a Construction Site in Korea Appl. Sci. 2020, 10, 6079; doi:10.3390/app10176079
2. Liu K.F., Kuo T.I., and Wei S.C. (2021) Debris flow detection using a video camera, Understanding and reducing Landslides disaster risk pp1120-1126





## 附錄二:計畫審查意見回覆

項次	審查意見	回覆辦理情形
報告內容審查意見：		
1	地聲信號之傳遞路徑如何選定，乃與儀器裝置位置之最佳化有關，前期對此已有論述。	前期計畫有估計最佳路線應該如何安裝，但是確實的影響，尚未得知，因此本期計畫等於是確認前期計畫的建議
2	影像分析已判釋流速之分析方法，其分析時間需多久，與訊息傳遞至下游之時間有關，宜考量分析之時間效率。	影像分析流速，需要的時間約10秒，因此可以算是即時，若以預警考量，土石流最快速約10m/s，即使土石流走走停停，若下游預警對象距離十公里，表示偵測到後約有16分鐘時間預警，10秒比起16分鐘為可忽略
3	計畫能持續在神木國小建立展示系統很好，可以加入後續防災應變的整備，提供現地居民了解。	將會收集相關資料放入網站中
4	神木村現地土石流災害嚴重，其土石災害時空分佈已有逐步轉移變化，對研究工作之影響應有評定。	本計畫擬長期記錄其改變，讓資料顯示其改變，未來將會以環境改變狀態與泥沙運移機制做一個相關性連結
5	以防災實務為導向，善用現地監測分析，值得研究。	感謝委員鼓勵。
6	經費建議修正為1,900千元。	感謝委員建議，經費編列將遵照建議辦理，詳如經費表。
7	影像或地聲如何自動判釋洪水、高含沙水流、土石流(包含夜間是否可行)，請說明其可行之研究方式。	分別洪水，高含沙水流與土石流可以靠聲音的特徵頻率，高頻部分越多，水越多，也可以靠影像判視，波紋密度約高，水越多，只是門檻值在何處為高含沙水流與土石流的差異，定義

項次	審查意見	回覆辦理情形
		上很模糊,但是的確是可行 (夜間只能考地聲)
8	本計畫終極目標希望能由影像、地聲及其它相關儀器即時估算並展示土石流流速、流量等資訊,建議列入本計畫長期目標。	謝謝委員意見,這個的確是最終目標,遵照委員意見辦理

### 附錄三:期中審查意見

項次	審查意見	回覆辦理情形
<b>地聲訊號偵測土石流意見</b>		
1	地聲計 (geophone) 量到的是應力波速 (seismic wave) 的震動速度，盡量不寫“聲波”	理論部分為 Acoustic Wave 理論，因此將試驗部分地聲測量出來的結果都改為震動速度
2	計劃含大量理論推導，建議說明理論未來將如何應用於實務。有哪些理論與實際現象上的可能落差，例如：彈性理論，均質材料與真實狀況不同	本計畫的目標並非模擬現場，而是經由簡化的問題去抓到大方向趨勢，從而抓出最重要關係。若要模擬現場，則需要詳細的測量與大量的模擬，既非本計畫的目標，也非本計畫的經額所能負擔
<b>地聲頻率與流速和流量審核意見</b>		
1	現場裝設的地聲計，建議有保護措施，以免受降雨影響產生過大的雜訊。	目前現場裝設的地聲儀上方均有遮蔽降雨的物品
2	地聲計之規格與響應頻率範圍請列出。	本計畫使用的響應頻率已列進內文(圖 3.6),現場的儀器響應曲線已不可考
3	因土石流波速遠小於應力波波速，都普勒效應雖有，但是很小。	理論推導結果的確相同，因此結論為看不出都普勒效應
4	建議可以使用交互相關分析來得到時間差。	嘗試過，但是室內試驗震動訊號本身不大，造成分析所得時間差小與可能誤差同尺度，因此沒予採用
5	如何由聲波推估土石流的能量，進而獲得土石流的流量，請說明。	地聲的震動訊號視為偵測到訊號，因現場地聲儀與聲源距離不同，因此採距離平方關係轉換成相同距離能量，此為橫軸，現場測的流量或由降雨推估的流量為縱軸，作圖回歸所得關係(請

項次	審查意見	回覆辦理情形
		參考 108 年報告)
6	實驗室與現地之土石粒徑相差甚大，其地聲之特性是否類似？	1. 文獻中有現場與試驗室的，其特徵頻率都在相同大範圍中 2. 室內試驗的主要能量與現場紀錄的主要能量也都在 20-80Hz 3. 因此特徵頻率視為相同 4. 大石頭會產生低於 10Hz 的能量，因此也會存於現場，但是室內試驗無法複製
<b>地聲安裝於壩內審核意見</b>		
1	壩體之共振頻率只與寬度有關與高度及淤滿狀態無關嗎？另由分析的結論，壩在 16 公尺以上會影響整體分析，所以地聲計不適合安裝在壩體上嗎？那安裝於塊石或住家是否有類似的問題？	本報告結論的確是 16 公尺以上的壩，會產生共振的聲頻與土石流接近，因此有可能會影響紀錄與分析 塊石與住家中，很少有大型超過 16 公尺長度的立方體 若長度小於 16 公尺，或形狀非近似立方體，都不會影響訊號的分析
2	防砂壩一般為混凝土壩體，並無鐵板，為何會有地聲無法穿透鐵板的問題。	理論推導中增加一項鐵板，純粹為了參考，因此另有可穿透的邊界條件
3	現地壩體之材質、密度，是否會影響本案實驗結果？	壩體材質與密度會影響接受訊號的強弱，但不影響特徵頻率範圍
<b>影像分析審查意見</b>		
1	Region of Interest(ROI) 之「灰階值」第一次下降的斜率，應可再歸納出與土石流流速的關係。	謝謝建議，此部分將會於下一階段計畫進行
2	影像分析上，每秒 30 幀之表現應比每秒 5 幀之表現為佳。	理論上應該如此，但是為了比對這兩者，我們將訊號都做了同等長度的訊號平均，因此相差就不

項次	審查意見	回覆辦理情形
		太看得出來了
3	灰階值分析室內試驗的前鋒偵測會晚 1-2 秒，而運用於真實案例卻會晚 10 秒以上，建議說明原因。真實案例的灰階時序變動劇烈，不像室內試驗穩定，是否是戶外光線變化較劇烈所影響？會如何影響，要如何改善？	現場延遲 10 秒以上的原因主要在於計算流程中有平均過程，而平均 11 幀畫面的時間就是 5 秒（每秒 2 幀），也就是每得到一個數據就已經延誤 5 秒。 另一個原因，室內試驗顆粒或土石流的前鋒訊號都可以很清楚判別，現場因為開始為水流，要等到土石流來才有真正的斜率增加，用影像訊號判別的就是土石流來之訊號。用人眼判別的土石流其實是有含砂水流到就算，因此差別較大
4	如果雨勢過大，對灰階值仍不會產生影響嗎？建議說明該方法的使用有無限制或條件。	如果因為下雨人眼都無法判視，那本方法一定無效，目前有待多做測試來確定此法之限制
5	2016 年與 2020 年的河道地形明顯改變，建議可以數值地形的多期比對，瞭解土砂堆積分布。	此工作為重要工作，期末報告中會有初步資料呈現，且會建議局裡列為未來重要工作項目
6	土石流與挾砂水流的影像特性有否可能極類似，而造成混淆。	這兩者本來就不易分辨，不過從預警的角度來看，只要有事件發生就該預警，不管是不是屬於土石流，因此影像的部分沒有加入判視是否顆粒有多到為土石流
7	早期影像資料普遍解析度不佳，本案如應用於公式驗證時，要如何克服此課題？	本研究使用的總灰階值法，就是針對解析度不佳設計出來的，因此解析度不會是問題
<b>土石流展示與分析系統意見</b>		
1	收錄到的原始資料應可在相關網頁供下載。	網頁中已放入下載選項，如圖 6.6

項次	審查意見	回覆辦理情形
2	報告書第 88 頁，土石流資訊展示與分析系統之登入是否可與本局員工入口網進行單簽登入，另外本系統建議於土石流防災資訊網有相關連結，便利使用。	目前資訊展示系統為研究專用，等到局內確認可開放，就會開放給其他單位
<b>綜合審查意見</b>		
1	建議本案投稿一篇文章至「中華水土保持學報」。	撰寫中將於年底前投出
2	報告書中有多處公式符號未交代，公式編號錯誤等問題，建議團隊再檢查。例如：報告書第 15 頁中 Rp、Rs 代表？	公式編號已修正，符號說明也說明於第一次出現處 Rp, Rs 只是一個常數係數，因此未說明
3	本案公式之參數是否可列表說明。	不同章節有使用相同文字代號於不同過程與意義的情況，因此列於同一表恐有造成誤解的情況
4	本案對於土石流警戒發布現有機制之幫助，可否說明？另是否可能於每一條土石流潛勢溪流中建立相關偵測系統？	本研究可以用於每一個土石流監測系統，只是潛勢溪流數目龐大，恐難有經費建立於每一條潛勢溪流，未來會建議做成 APP 讓民眾自行安裝使用
5	報告書第 94 頁下方僅條列式簡述網站建置，是否可補充說明？	本報告目前是以報告網站的功能為主要報告方式，若需要網頁任何一部分的寫法說明，可於期末報告定稿中補充
6	報告書之錯字或編輯錯誤如下，請修正： 1. 報告書第 53 頁倒數第 5 行，「簡麗」似誤繕。 2. 報告書第 57 頁，出現簡體字，請修正。 3. 報告書第 67 頁，第 8 行，「此法令」用詞請再確	謝謝，均已修正

項次	審查意見	回覆辦理情形
	認。 4. 報告書許多段落無首行縮排空 2 字，再請注意。	





## 附錄四:期末審查意見

項次	審查意見	回覆辦理情形
<b>地聲訊號偵測土石流預警意見</b>		
1	地聲計(Geophone)量到的訊號應為應力波，故仍建議不用「聲波」這詞。所謂「聲波理論」是否應為「Acoustic Emission Theory」?	的確地聲檢知器測得的訊號是震動訊號，並非聲音，我們用的理論在某些領域如水下聲學，地層探勘是用聲波理論一詞，用在此處的確是AE。報告中聲波都改為震動波或應力波，以確實符合實際計算。
2	以地聲所偵測土石流發生，雖然較準確但疏散避難時間是否足夠?可否取代現行的雨量警戒值，作為警戒發布之依據?	以地聲偵測到土石流以後，再發布警報，如果距離太近，只適合交通預警，若要給聚落足夠的時間疏散，必須把地聲往上游移動到有超過兩小時的預警時間位置。
3	能量預警與能量斜率預警有何不同?能量斜率與功率有何不同?	能量預警與斜率預警最大的不同，在於敏感度，斜率為能量改變量除以時間，因此短時間的改變就會凸顯出來。能量斜率也可以解釋成「功率」，只是此處做功的外力不明顯，因此不稱為功率。
<b>地聲頻率與流速流量審核意見</b>		
1	試驗室試驗與現地量測之結果，可能存有「尺度效應」。一般大粒徑土石流流動所產生的頻率將越低。	的確室內試驗無法用到很大的粒徑，因此無法產生低頻的部分，而現場往往會有大顆粒，所以只能說我們用室內試驗驗證了 20Hz 以上頻率的適用性，低於 20Hz，因為無法用室內試驗驗證，我們不敢隨意使用，尺度效應一定存在於室內試驗，只是在驗證上，即使能夠驗證一部分頻率，也是讓人比較安心。
2	水槽試驗底床鋪砂有無固定?土石流是否會沿所	水槽試驗有兩層底沙，一層底砂固定於底板，固定層上方有一層

項次	審查意見	回覆辦理情形
	鋪砂粒面流動?其底板為壓克力或金屬等光滑材料,所鋪砂是否一併流下?是否會影響地聲之音頻?	非固定層,我們也做過沒有固定層的試驗,的確結果不太相同,本報告採用的數據都是有最下面固定層的資料。
3	水槽試驗地聲為放在河床中,而現地地聲均為安裝在兩岸靠近河道,其代表性及用意為何?	水槽試驗所產生的能量遠小於現地,因此我們把地聲放於水槽正下方,期望能收到最佳訊號,現地的地聲安裝於兩岸,會造成部分高頻訊號無法收到,收到的訊號能量比真的土石流小,但是因為真實土石流能量大很多,因此能量衰減這部分不需要考慮,所以水槽下的地聲與現場的地聲會有高頻部分不同。
4	報告書第 37 頁,實驗之水流釋放速度以流量表示,不妥。雖可換算理論流速,但與實務操作之說明,仍有不同	在釋放水的時候,開關為環狀旋轉,其實我們很難精準控制流量,因此都是轉到定位,然後先律定清水流量再做試驗,所以最後結果都以流量來表示,因為我們律定的是流量。
5	報告書第 38 頁,波前、流動與波尾所測得頻譜謂屬常態分佈,何以得知?實際狀況之常態分佈的流動如何解釋土石流之流動行為?	事實上,試驗出來的頻率分布,看起來並非常態分佈,但是我們為了抓到最大的峰值,假設頻率分布為多個常態分佈的組合,經過試驗資料檢核,發現代表性相當不錯,因此並非我們假設波前,波尾為常態分布,而是檢定出來的結果是這樣。若為單一常態分布的頻率,代表時間上所有訊號集中於一個時間區間 (step function)。
6	報告書第 40 頁,流動之聲頻採中頻率,是否會對土石流之實際流動機制判釋產生失誤?	同上回覆,聲頻採中頻是檢定出來的結果,並非我們是先認定,因此若我們沒有事先認定為中頻,應該不至於有誤判。

項次	審查意見	回覆辦理情形
7	報告書第 41 頁，圖 3.12，何以頻率與表面流速有正相關，亦有負相關？	正是因為相關性不好，因此我們的結論是沒有都普勒效應，此結論現已明述於第 33 頁。
8	報告書第 42 頁，最後一段之說明，何以速度變快，頻率為下降？另，「還有 Dam 和砂石搬運狀況」，何以 Dam 會搬運。	正確寫法為「還有壩體和砂石互相撞擊的搬運狀況」，內文已修正。
9	報告書第 44 頁，圖 3.16，橫軸之流速平方超過 2~3，即呈定值，是否合理？又縱軸有速度項作分母，該迴歸式即無意義。	圖 3.16 中的尾端，其實是指數逼近，並非常數，縱軸有除速度，是把整個式子重新整理的結果，也就是本來為速度、頻率兩個自變數，現在改為“頻率除以速度”替換頻率這個自變數，仍然為兩個自變數，但是迴歸式的迴歸結果可以有不同的表達式子。
10	地聲與流量的率定中，大部分資料都是現場清水流的流量，因此率定公式是否僅適用於清水流？未來是否有機會應用於其他土石流溪流？	流量與地聲能量關係中，大流量的部分都是來自過去的事件，因此屬於土流範圍，只是過去的事件流量為由雨量估算得到。這公式應該與溪流的坡度與地質分布有關，目前的點都集中於愛玉子溪，因此若移到其他溪流應用，除非坡度與地質構造相似，否則使用時的誤差很難估計，一定需要應用到的溪流也有幾個線地點來驗證才行。
<b>地聲安裝於壩內狀況審核意見</b>		
1	16 公尺的壩高尺寸，在此計畫的假設下成為一重要界線，這是因為地聲計 (Geophone) 安裝於矩形壩體中的緣故嗎？	的確因為目前計算是假設矩形水泥壩，如果不是矩形，產生的特徵頻率會稍微有差，16 公尺指的是壩寬，並非壩高。
2	大型壩體以長度 16 公尺為基準，高度為何？	只要土石流的寬度與高度小於壩寬與壩高，理論的結果都可以適

項次	審查意見	回覆辦理情形
3	地聲計(Geophone)建議未來安裝於河道兩岸較不易受土石淹沒的高程。	用。 安裝於不易受土石流淹沒的高程在安全上很好,但是如果高程太高,會影響接受到頻率範圍。
<b>影像分析審查意見</b>		
1	報告書第 77 頁,實際流量分別為 0.002、0.002 與 0.0175 m <sup>2</sup> /s,何以兩種 0.002?	第一個 0.002 定床上沒有一層動床砂石,第二個 0.002 多了一層沙子。
2	大粒徑估算以兩次快速傅立葉轉換可以掌握,為其粒徑大小多少可適用?	這理論是假設畫面中超大粒徑比其他粒徑都大至少兩倍以上,在訊號上就會強很多而可以抓出來,至於大至少要多少,還待進一步研究中。
3	影像分析可能抓取到不同粒徑及不同流速,如何取得此影像之代表流速?	在抓大粒徑的流速時,不會將大粒徑的流速與土石流本身流速做任何關聯,土石流的流速會用灰階值法另外取得。
4	本計畫影像偵測土石流的方法有提到在微弱光源下也可適用,若晚上於於監測斷面開燈,是否有機會增加此方法的應用,未來是否可建議本局最小的補光照度等。	本研究針對很弱的光去做研究,就是要證明這個方法在很弱的光源下也可運作,目前的證據顯示,的確只要一盞路燈,此法就可運作,不需要強燈照射。
<b>土石流展示與分析系統意見</b>		
1	網頁規劃除影像分析、地聲分析外,亦納入航照比對、環景照片查詢等功能,可供快速了解分析結果,惟此網頁是否介接本局其他系統取得資訊?另套用至其他觀測站能否應用?	本網頁的目標是移交給水保局應用於其他地方,網頁資料都是自行分析,分析方法頗為標準,因此可套用於其他觀測站。

項次	審查意見	回覆辦理情形
<b>土石流數值模擬與預警審查意見</b>		
1	本計畫以 Debris-2D 程式分析，其中「降伏應力」參數之分析結果為「非常不敏感」，故應呈現較敏感的參數分析結果。	敏感性分析已於 2012 年完成，因此在本報告中，已於第 113 頁補上參考文獻，並說明最敏感的是地形資料，最不敏感的是流變參數。
<b>綜合審查意見</b>		
1	在神木地區所觀測得到的相關參數是否適用於其他土石流地區？	本計畫中的影像與地聲分析方法，參數與地點無關，因此可移植其他地方，其他資料就可能必須看地區的相似性。
2	「結論」一節仍有語意不清與錯字，且無提出相關建議，請自主修正。	結論錯字已修正，並根據期末意見修正，且加入建議的未來研究方向和應用推廣方向。
3	成果報告請依水保局格式編撰，並請附上中英文摘要。	已修改。
4	相關文獻缺少國內外地聲水槽試驗之相關成果，如有可比較差異及改善那些條件。	國內外水槽試驗相當多，但是如果目標是放在偵測土石流抵達，則相當難找，因為目前沒有即時偵測的方法可用，因此就不會有人做水槽試驗去驗證，但有利用別人試驗來檢定用影像偵測土石流方法的文章，已補充於參考文獻，尤其在日本有一個室外大水槽試驗做得非常完整，有不少人都拿該試驗來驗證。水槽大即可容納較大顆粒，可以模擬較真實的土石流。
5	報告書第 37 頁，圖 3.9 之圖名 (d) 最上層在鋪上細顆粒，其中「在」應為「再」。	已修正，謝謝。



## 附錄五:本案研究紀錄

時間	研究紀錄
2020/01/30	投稿計畫部分成果於 World Landslide Fourm 5，投稿文章為「Debris flow detection with video camera」
2020/02/23	第一次室內土石流試驗，包含：配置水路管線、流量計測試
2020/05/08	<b>資料申請：</b> 彙整神木村計畫範圍之對應航照圖號，於該日提出申請，並於 6 月 18 日取得授權之航照圖資。
2020/05/12	<b>授權申請：</b> 申請 ArcGIS 使用授權，並於 5 月 20 日取得軟體授權。
2020/05/27	第二次室內土石流試驗
2020/06/03	第三次室內土石流試驗
2020/06/04	<b>神木村監測預警展示網頁：新增 360VR 功能</b>
2020/06/21	第四次室內土石流試驗
2020/07/26	神木村監測預警展示網頁： 1. 新增航照圖瀏覽模式 2. 新增以灰階影像偵測土石流之測試功能
2020/08/04	<b>愛玉子溪第一次現場調查：</b> 1. 地聲與影像之流量量測試驗 2. 愛玉子溪沿溪虛擬三維影像拍攝作業
2020/07/28	完成期中報告
2020/09/06	完成愛玉子溪沿溪虛擬三維影像之建置
2020/08/12	期中審查會議

時間	研究紀錄
2020/09/18	神木村監測預警展示網頁： 新增 2 個地聲資料展示功能
2020/10/05	愛玉子溪第二次現場調查： 土石流降伏應力試驗樣本之採樣
2020/10/19	神木村監測預警展示網頁： 新增 GIS 圖資及航照圖比對功能
2020/11/05	完成愛玉子溪之現場土石流數值模擬
2020/11/10	完成期末報告
2020/11/30	期末審查會議
2020/12/16	完成成果報告初稿
2020/12/28	完成成果報告繳交
2021/01/11	投稿文章「Debris flow detection with video camera」刊登於 Understanding and Reducing Landslide Disaster Risk 專書中



## 附錄六:與機關往來公文

副本

國立臺灣大學 函

地 址：10617 臺北市羅斯福路4段1號  
聯絡人：洪梓航  
電 話：0905758224  
傳 真：(02)33665866

106  
臺北市大安區羅斯福路4段1號

受文者：水工試驗所劉格非教授

發文日期：中華民國108年11月27日  
發文字號：校生農字第1080103376號  
速別：普通件  
密等及解密條件或保密期限：  
附件：

主旨：檢送貴局主管科技計畫109年度單一計畫「坡地土砂災害  
觀測資訊進階增值分析與應用」（計畫編號：109農  
科-10.7.1-保-S2）計畫說明書1份，請查照。

正本：行政院農業委員會水土保持局  
副本：水工試驗所劉格非教授、研究計畫服務組

校長 **管中閔**

依分層負責規定授權單位主管決行

副本

國立臺灣大學 函

地址：10617 臺北市羅斯福路4段1號  
聯絡人：洪梓航  
電話：0905758224

10167  
台北市大安區羅斯福路4段1號

受文者：水工試驗所劉格非教授

發文日期：中華民國109年3月25日  
發文字號：校研發字第1090022479號  
速別：普通件  
密等及解密條件或保密期限：  
附件：收據1紙

主旨：檢送本校辦理「坡地土砂災害觀測資訊進階加值分析與應用」研究計畫（編號：109農科-10.7.1-保-S2）第1期經費570,000元整收據1紙，請查照並撥款見復。

說明：經費匯入銀行及帳號詳如所附收據。

正本：行政院農業委員會水土保持局  
副本：水工試驗所劉格非教授（含收據第2聯）、研究計畫服務組、主計室

校長

管中閔

依分層負責規定授權單位主管決行



副本

國立臺灣大學 函

地 址：10617 臺北市羅斯福路4段1號

聯絡人：洪梓航

電 話：0905758224

10167

台北市大安區羅斯福路4段1號

受文者：水工試驗所劉格非教授

發文日期：中華民國109年2月20日

發文字號：校生農字第1090012800號

速別：普通件

密等及解密條件或保密期限：

附件：

主旨：檢送本校辦理「坡地土砂災害觀測資訊進階增值分析與應用」計畫契約書正本2份及副本7份，請查照惠復。

正本：行政院農業委員會水土保持局

副本：水工試驗所劉格非教授、研究計畫服務組

校 長 **管 中 閔**

依分層負責規定授權單位主管決行

副本

國立臺灣大學 函

地址：10617 臺北市羅斯福路4段1號

聯絡人：洪梓航

電話：0905758224

10167

台北市大安區羅斯福路4段1號

受文者：水工試驗所劉格非教授

發文日期：中華民國109年7月28日

發文字號：校生農字第1090061493號

速別：普通件

密等及解密條件或保密期限：

附件：

主旨：檢送本校辦理「坡地土砂災害觀測資訊進階加值分析與應用」（計畫編號：109農科-10.7.1-保-S2）計畫期中報告10份，請查照。

正本：行政院農業委員會水土保持局

副本：水工試驗所劉格非教授、研究計畫服務組

校長

管中閔

依分層負責規定授權單位主管決行

副本

國立臺灣大學 函

地 址：10617 臺北市羅斯福路4段1號

聯絡人：洪梓航

電 話：0905758224

10167

台北市大安區羅斯福路4段1號

受文者：水工試驗所劉格非教授

發文日期：中華民國109年8月31日

發文字號：校研發字第1090059964號

速別：普通件

密等及解密條件或保密期限：

附件：

主旨：檢送本校辦理「坡地土砂災害觀測資訊進階增值分析與應用」研究計畫（編號：109農科-10.7.1-保-S2）第2期經費760,000元整收據1紙及會計報告1式2份，請查照並撥款見復。

說明：經費匯入銀行及帳號詳如所附收據。

正本：行政院農業委員會水土保持局

副本：水工試驗所劉格非教授、研究計畫服務組、主計室

校 長

管 中 閔

依分層負責規定授權單位主管決行



副本

國立臺灣大學 函

地址：10617 臺北市羅斯福路4段1號  
聯絡人：洪梓航  
電話：0905758224

10167  
台北市大安區羅斯福路4段1號

受文者：水工試驗所劉格非教授

發文日期：中華民國109年11月6日  
發文字號：校生農字第1090096908號  
速別：普通件  
密等及解密條件或保密期限：  
附件：

主旨：檢送本校辦理「坡地土砂災害觀測資訊進階加值分析與應用」（計畫編號：109農科-10.7.1-保-S2）計畫期末報告10份，請查照。

正本：行政院農業委員會水土保持局  
副本：水工試驗所劉格非教授、研究計畫服務組

校長

管中閔

依分層負責規定授權單位主管執行

副本

國立臺灣大學 函

地 址：10617臺北市大安區羅斯福路4段1號

聯 絡 人：洪梓航

聯絡電話：0905758224

10167

台北市大安區羅斯福路4段1號

受文者：水工試驗所劉格非教授

發文日期：中華民國 109年12月16日

發文字號：校生農字第 1090129916 號

速別：普通件

密等及解密條件或保密期限：

附件：成果報告初稿2份

主旨：檢送本校辦理「坡地土砂災害觀測資訊進階增值分析與應用」計畫（計畫編號：109農科-10.7.1-保-S2）成果報告初稿2份，請查照。

正本：行政院農業委員會水土保持局

副本：水工試驗所劉格非教授(無附件)、研究計畫服務組

校長

管中閔

依分層負責規定授權單位主管決行

正本

國立臺灣大學 函

地 址：10617臺北市大安區羅斯福路4段1號

聯 絡 人：洪梓航

聯絡電話：0905758224

受文者：行政院農業委員會水土保持局

發文日期：中華民國 109年12月24日

發文字號：校生農字第 1090132710 號

速別：普通件

密等及解密條件或保密期限：

附件：如主旨

主旨：檢送本校辦理「坡地土砂災害觀測資訊進階加值分析與應用」計畫（計畫編號：109農科-10.7.1-保-S2）之期末暨成果效益報告及成果報告書各1式9份，請查照。

正本：行政院農業委員會水土保持局

副本：水工試驗所劉格非教授、研究發展處(以上均無附件)

校長 **管中閔**

依分層負責規定授權單位主管決行