

國立臺灣大學工學院土木工程學系

碩士論文

Department of Civil Engineering

College of Engineering

National Taiwan University

Master Thesis



探討水下地形變化與表面流速關係之研究

Model tests on the relationship between surface velocity
and bathymetry

陳昕妤

Hsin-Yu Chen

指導教授：何昊哲 博士

Advisor：Hao-Che Ho, Ph.D.

中華民國 111 年 7 月

July, 2022

國立臺灣大學碩士學位論文
口試委員會審定書
**National Taiwan University Master Thesis
Oral Examination Committee Approval**



探討水下地形變化與表面流速關係之研究
Model tests on the relationship between surface velocity and bathymetry

本論文係陳昕妤 R09521314 在國立臺灣大學土木工程學系水利工程組完成之碩士學位論文，於民國 111 年 7 月 12 日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明。

Hsin-Yu Chen R09521314 completed this master thesis at the Department of Civil Engineering Hydraulic Engineering on July 12, 2022 and passed the oral examination reviewed by the following examination committee members.

口試委員 Oral examination committee members :

何昊哲
(指導教授 Advisor)

何昊哲

韓仁毓

韓仁毓

甯方璽

甯方璽

系主任

謝尚賢

謝尚賢

致謝

感謝何昊哲教授兩年間的教導，傳授我許多專業知識和人生看法。因為有老師的支持，使得論文實驗的進行上不需要擔心任何經費上問題。學生會謹記老師的叮嚀與告誡，變得更加進步與勇敢，想必這段時間會成為未來回想起來很深刻的經驗。同時也謝謝口試委員韓仁毓教授與甯方璽教授，對本研究提供諸多寶貴的意見，使研究內容更加完整。

經過碩士階段的磨練，更加讓我體會過去每個階段努力的重要性。感謝海大河工系教授們的栽培，讓我得以將以往所學的經驗應用於論文研究上。因為老師們的耳提面命，才能讓現在的我在學習的路上少點碰撞與磨合。

在完成論文的這條路上，充斥著太多需要去克服的問題和難關。不過很幸運的，身邊有很多很多的人願意伸出援手，適時地提供我建議及幫助。謝謝慈安、曉鈞，協助我剪了數萬顆的粒子，陪我度過研究階段最耗時且乏味的時間。如此枯燥又累人的苦力活，卻從來都沒有過任何抱怨，真的非常的感激。謝謝承翰學長、昕成學長這段時間的照顧，陪我們一起吃飯、一起打球，還能給予研究上一些不同面向的看法，讓我能再增進研究的內容。謝謝老學長彥辰、崑廷在畢業後還被我騷擾，提供我數值計算方面建議，適時地導正一些誤解的地方。在台大的這兩年，應該是目前人生面臨過最大的挑戰了！多虧有于超和芝麻，降低很多沒有辦法回家陪伴家人的苦悶，也成為我遇到瓶頸和困難最堅強的後盾。謝謝你們陪我走到這裡，這一切真的很不容易！

最後謝謝我最愛的家人，這兩年少了很多和大家相處的時間，有時候真的在思考來讀台大的選擇對不對。很感謝你們對我的包容、呵護與支持，希望未來的我可以讓你們放心，能成為你們的驕傲。

摘要

近年來極端降雨事件對世界各國造成不少災損，為提升洪水期間之災害應變能力，有效的河川流量監測顯得格外重要。考量觀測安全性及儀器自身限制，目前在高洪峰期間的流量量測仍多使用率定曲線進行推估。然而在高含砂水流的衝擊下，利用此種方式推算流量會增添許多不確定性。目前許多研究嘗試以非接觸式的方法量測流速與水深推估流量，本研究選擇大規模粒子影像測速法測量流速，再結合數值方法以淺水波方程式模擬水下地形，期能以安全性高、效率高及成本低的方法精進洪水期間之現地流量觀測。

本研究分為流速量測及地形數值模擬兩步驟執行。實驗於長 30 m、寬 1 m、高 1 m 之室內循環水槽進行，利用變換流速、突起物個數及突起物配置，設計五組不同的案例。實驗過程中先透過錄影記錄觀測區域內的示蹤粒子，再使用大規模粒子影像測速法辨識流速。考量數值模擬需依賴表面流速資料作為初始條件，因此將實驗所得流速與聲波都卜勒流速儀之擬合結果進行驗證，用以衡量數據可靠度；另外在數值模擬上，運用有限差分法搭配 Arakawa C 型網格對淺水波方程式離散，便能一次性地計算出流場內之二維水深，在假設水面高程不隨時間變化的前提下，間接推估出水下三維地形。根據實驗結果指出，與聲波都卜勒流速儀擬合結果相比，各組計算之平均表面流速誤差為 3.9%；從變因分析發現，即使提升流速、增加突起物個數及縮短突起物間距會造成模擬誤差，但水下地形模擬之精度仍有 95%。研究結果證實，在室內試驗條件下運用大規模粒子影像測速法與淺水波方程式推算水下地形是可行的，建議未來研究可進一步將此方法學擴展至更大尺度的水槽或現地進行驗證。

關鍵字：大尺度粒子影像測速法、淺水波方程式、有限差分法、水下地形模擬

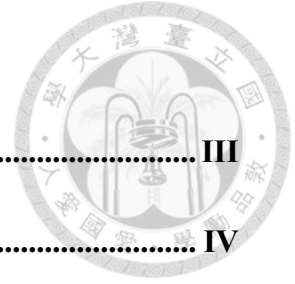
Abstract

Extreme climate events, such as heavy rainfall, cause damage to many countries around the globe in recent years. Thus, effective river discharge monitoring is an integral part of enhancing the emergency response ability during flooding. Due to safety concerns and equipment limitations, the rating curve method is often used to estimate the discharge in high flow period; however, the high river sediment concentration generates uncertainties of the river discharge estimation. Therefore, a study of discharge estimation method without physical contact with the water is essential.

The study conducted a series of model tests in a circulating water tank to investigate the bathymetry by various flow velocity and hump configuration. The test procedure can be divided into two steps, namely, velocity measurement and numerical simulation of the terrains. The surface flow velocity was identified by Large Scale Particle Image Velocimetry (LSPIV) method and verified with the fitting result of Acoustic Doppler Velocimetry (ADV). In addition, the finite difference numerical simulation analyzed 2D depths in the flow field by discretizing the shallow water equations with the Arakawa C-grid. The bathymetry was then estimated under the assumption of a time invariant system. The experimental results show that the deviation of measuring surface velocity is 3.9%. The estimation accuracy of a bathymetry is higher than 95%. Based on the results, it is feasible to determine the bathymetry in physical model tests using LSPIV method and the shallow water equations.

Keywords: Large Scale Particle Image Velocimetry, Shallow water equations, Finite difference method, Bathymetry

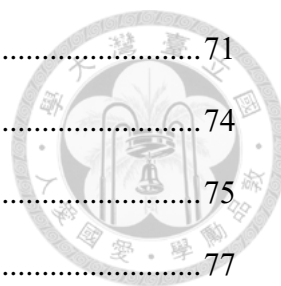
目錄



摘要.....	III
ABSTRACT.....	IV
目錄.....	V
表目錄.....	VIII
圖目錄.....	IX
第一章 緒論.....	1
1.1 研究動機.....	1
1.2 研究目的.....	2
1.3 研究流程及架構.....	3
第二章 文獻回顧.....	4
2.1 流速量測.....	4
2.2 水深量測.....	13
2.3 淺水波方程式.....	18
2.4 小結.....	20
第三章 研究方法.....	21
3.1 實驗設計與流程.....	21
3.1.1 實驗水槽與突起物模型.....	21
3.1.2 ADV 量測流速.....	23
3.1.3 影像測量.....	26
3.1.4 實驗操作流程.....	30
3.1.5 實驗案例介紹.....	31
3.2 大規模粒子影像測速法.....	32

3.2.1 影像前處理.....	32
3.2.2 影像校正.....	34
3.2.3 影像測速.....	35
3.3 水下地形模擬.....	37
3.3.1 淺水波方程式.....	37
3.3.2 數值方法.....	40
第四章 研究結果與討論	42
4.1 案例一	42
4.1.1 ADV 擬合結果	42
4.1.2 質詢窗尺寸選擇.....	44
4.1.3 表面流速推估水深結果.....	47
4.1.4 地形結果分析與討論.....	48
4.2 案例二	51
4.2.1 影像辨識流速與 ADV 擬合結果驗證	51
4.2.2 表面流速推估水深結果.....	55
4.2.3 地形結果分析與討論.....	56
4.3 案例三	58
4.3.1 影像辨識流速與 ADV 擬合結果驗證	58
4.3.2 表面流速推估水深結果.....	61
4.3.3 地形結果分析與討論.....	62
4.4 案例四	65
4.4.1 影像辨識流速與 ADV 擬合結果驗證	65
4.4.2 表面流速推估水深結果.....	68
4.4.3 地形結果分析與討論.....	69
4.5 案例五	71

4.5.1 影像辨識流速與 ADV 擬合結果驗證.....	71
4.5.2 表面流速推估水深結果.....	74
4.5.3 地形結果分析與討論.....	75
4.6 小結.....	77
第五章 結論與建議	79
5.1 結論.....	79
5.2 建議.....	80
參考文獻.....	81



表目錄



表 2.1 地球物理常見介質之電性參數.....	15
表 3.1 人工示蹤粒子規格.....	26
表 3.2 GOPRO HERO8 BLACK 規格.....	28
表 3.3 實驗案例參數.....	31
表 4.1 案例一 ADV 量測之表面流速.....	42
表 4.2 案例一三種 IA 觀測之表面流速相對誤差	46
表 4.3 案例一水深之相對誤差.....	47
表 4.4 案例二 ADV 量測之表面流速.....	51
表 4.5 案例二 LSPIV 量測之表面流速	53
表 4.6 案例二水深之相對誤差.....	55
表 4.7 案例三 ADV 量測之表面流速.....	58
表 4.8 案例三 LSPIV 量測之表面流速	60
表 4.9 案例三水深之相對誤差.....	61
表 4.10 案例四 ADV 量測之表面流速.....	65
表 4.11 案例四 LSPIV 量測之表面流速.....	67
表 4.12 案例四水深之相對誤差.....	68
表 4.13 案例五 ADV 量測之表面流速.....	71
表 4.14 案例五 LSPIV 量測之表面流速	73
表 4.15 案例五水深之相對誤差.....	74
表 4.16 實驗案例之均方根誤差和相對誤差.....	77

圖目錄

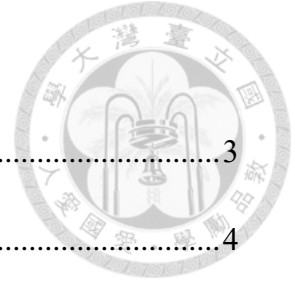
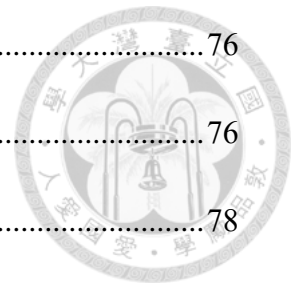


圖 1.1 研究流程圖.....	3
圖 2.1 浮標法示意圖.....	4
圖 2.2 浮標型態.....	5
圖 2.3 鹽分流速法實驗配置圖.....	5
圖 2.4 轉子式流速儀.....	6
圖 2.5 ADCP 原理.....	7
圖 2.6 ADCP 量測示意圖.....	8
圖 2.7 影像辨識圖像.....	9
圖 2.8 PIV 法示意圖.....	10
圖 2.9 傳統 LSPIV 拍攝方式.....	11
圖 2.10 測深桿與測深錘現地操作.....	13
圖 2.11 SBES 於複雜地形時的觀測情況.....	14
圖 2.12 以鋼索懸掛 GPR 進行現地量測.....	16
圖 2.13 機載 GPR 系統.....	17
圖 3.1 水槽裝置示意圖.....	21
圖 3.2 水槽室外裝置.....	22
圖 3.3 室內水槽.....	22
圖 3.4 底床突起物模型.....	22
圖 3.5 SONTEK 16-MHZ MICROADV.....	23
圖 3.6 單一突起物量測點位.....	24

圖 3.7 連續兩突起物間距 2D 量測點位.....	24
圖 3.8 連續兩突起物間距 D 量測點位.....	24
圖 3.9 ADV 單點擬合示意圖	25
圖 3.10 示蹤粒子.....	27
圖 3.11 GOPRO HERO8 BLACK.....	28
圖 3.12 控制點分布圖.....	29
圖 3.13 灰階前後影像.....	33
圖 3.14 各參數的相對大小示意圖.....	35
圖 3.15 PIV 法互相關計算示意圖	36
圖 3.16 進出於控制體積之通量.....	37
圖 3.17 淺水波示意圖.....	38
圖 3.18 ARAKAWA C 型網格佈點方式	40
圖 4.1 案例一個點位流速剖線擬合結果.....	43
圖 4.2 不同 IA 之反算表面流速分布圖	44
圖 4.3 不同 IA 之一維表面流速分布圖	45
圖 4.4 案例一水深結果.....	47
圖 4.5 案例一 3D 地形結果圖.....	49
圖 4.6 案例一 2D 地形結果圖.....	49
圖 4.7 案例一地形誤差圖.....	50
圖 4.8 案例二各點位流速剖線擬合.....	52
圖 4.9 案例二 LSPIV 量測之表面流速分布圖	53

圖 4.10 案例二實驗粒子分布情況.....	54
圖 4.11 案例二水深結果.....	55
圖 4.12 案例二 3D 地形結果.....	56
圖 4.13 案例二 2D 地形結果.....	57
圖 4.14 案例二地形誤差.....	57
圖 4.15 案例三各點位流速剖線擬合結果.....	59
圖 4.16 案例三 LSPIV 量測之表面流速分布圖	60
圖 4.17 案例三水深結果.....	61
圖 4.18 案例三 3D 地形結果.....	63
圖 4.19 案例三 2D 地形結果.....	63
圖 4.20 案例三地形誤差.....	64
圖 4.21 案例四各點位流速剖線擬合結果.....	66
圖 4.22 案例四 LSPIV 量測之表面流速分布圖	67
圖 4.23 案例四水深結果.....	68
圖 4.24 案例四 3D 地形結果.....	69
圖 4.25 案例四 2D 地形結果.....	70
圖 4.26 案例四地形誤差.....	70
圖 4.27 案例五各點位流速剖線擬合結果.....	72
圖 4.28 案例五 LSPIV 量測之表面流速分布圖	73
圖 4.29 案例五水深結果.....	74
圖 4.30 案例五 3D 地形結果.....	75

圖 4.31 案例五 2D 地形結果.....	76
圖 4.32 案例五地形誤差.....	76
圖 4.33 相同底床設置下之模擬地形結果.....	78



第一章 緒論



1.1 研究動機

臺灣為全球天然災害高風險國家之一，其中又以颱風及水災造成的影響最為嚴重，幾乎每場洪水事件造成的災損金額都高達數億元以上。為提高汛期間對災害應變的能力，準確且立即的河川流量數據能為基礎防洪工程、洪水預警和洪水即時監控等提供更可靠的資料進行後續研究分析。

水文觀測上欲得知流量資料需要先從流速和斷面水深的數據著手蒐集。目前水文站對於上述兩個參數的取得，仍多以人工操作接觸式儀器來量測，基於人員安全及精密儀器容易損壞的情況下，洪水期間的流量僅能以常時觀測的流量資料和水位資料建置出的率定曲線推估。然而河道地形受到高濃度含砂水流的衝擊影響下，通水斷面積已和非汛期時有所差異，此時使用洪水水位對率定曲線外差估算流量，反而會因底床變動的不確定性造成流量誤差大幅提升。

為克服在洪水期間無法實施現地觀測的限制，學者們致力開發能觀測流速和水深的非接觸式儀器。與傳統的接觸式儀器相比，非接觸式的儀器在觀測效率、可靠度與安全性上都佔有優勢，不過也因為使用更高階先進的設備(如：雷達系統)，造成成本上比接觸式儀器昂貴許多。受限於成本考量，目前非接觸式儀器仍無法普及用於所有水文站使用。

隨著相機、空拍機等硬體設備的普及，運用影像辨識技術的儀器成本逐漸降低。因此本研究嘗試將發展相對成熟且能一次觀測大範圍流場的大規模粒子影像測速法與數值方法結合，藉由相機拍攝圖像計算河道上表面流速數據，同時估算水下地形。若能成功以此方法計算出良好的底床高程結果，即可同時獲得兩個重要的水文參數，替非接觸式儀器無法使用時的情況下提供其他新的選擇。

1.2 研究目的

本研究嘗試於室內水槽試驗進行模擬。透過大規模粒子影像測速法估算水體表面流速值，並採取有限差分法和 Arakawa C 型網格對淺水波方程式中的連續方程式離散，進而求解水深並推估水下地形分佈情況。以下將研究目的以條列式方法表達：

1. 運用大規模粒子影像測速法與數值模擬結合，提出在不接觸水體情況下獲得水下地形的的方法。
2. 為了接近現地河川具有連續變化的底床環境，本研究選擇以增添突起物個數和變動突起物間距複雜化實驗條件。藉此評估水下地形推估成效，並推論兩變因對地形趨勢造成的影響。
3. 透過上述的底床環境下，選擇不同流速進行實驗。藉由案例結果分析流速造成的誤差及對整體模擬地形的變化趨勢。

1.3 研究流程及架構

本研究以大規模粒子影像測速法與淺水波方程式模擬水下地形。藉由室內水槽試驗，針對不同底床配置與流速的情況設計出五組實驗案例，分析上述變因對地形推估的影響，同時量化其誤差，最終獲得本研究方法之精度。研究流程如圖 1.1 所示。

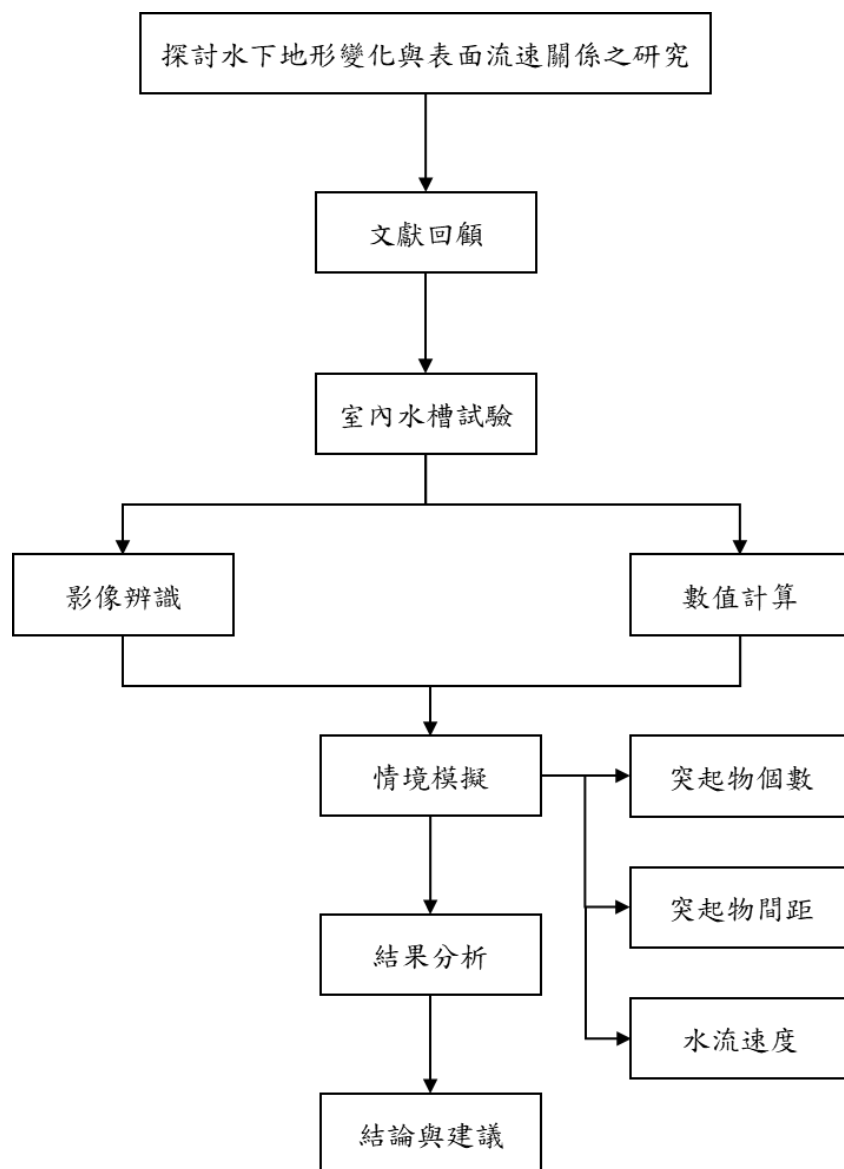


圖1.1 研究流程圖

第二章 文獻回顧



2.1 流速量測

本節統整可用於現地進行流速觀測的技術，並依照實驗過程有無碰觸水面分成接觸式和非接觸式兩類。目前可見的接觸式方法有浮標法、鹽分流速法、各式流速儀(如：轉子式流速儀、聲學都卜勒剖面流速儀)與非接觸式的影像測速法等，以下會個別對上述方法做介紹。

1. 浮標法

浮標法屬於流速觀測中最直觀且簡易的方式，即使在毫無精密設備情況下也能利用周圍落葉、漂浮物概略估計現地河流的表面流速。其操作方式會先在河道上選定 A、B 兩斷面，並以斷面間距離作為浮標移動距離。再從觀測區域上游釋放浮標，藉由移動距離除以浮標從斷面 A 流至斷面 B 的時間獲得表面流速。如圖 2.1 所示。

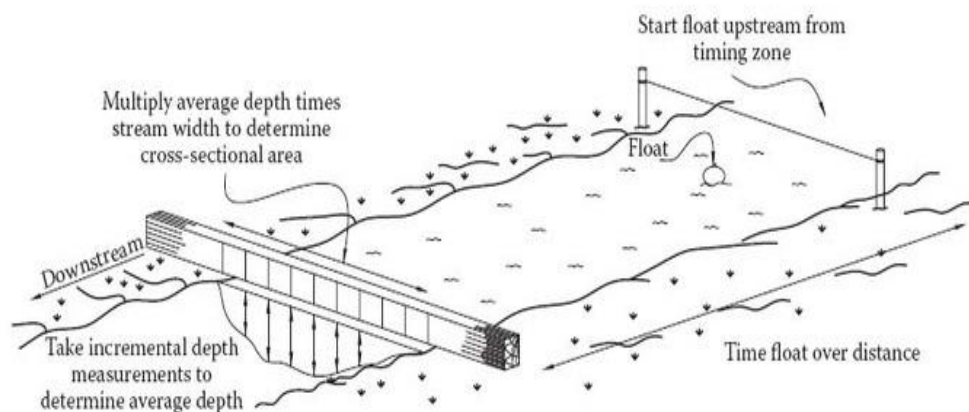


圖2.1 浮標法示意圖(Bikash & Ajoy, 2016)

浮標主要形式分成表面浮標、雙浮標和浮桿浮標(圖 2.2)，可依據實驗場域條件選擇適合的浮標類型。表面浮標會貼齊液面漂移，適合在高流速的河川中使用；雙浮標由表面浮標和密度略大於 1 的主浮標構成，彼此間以細線連接，因此上層浮標會間接反應主浮標位置深度的流速，適合在低流速河川使用；而浮桿浮標為長條形，浮標浸沒深度應大於 $1/4$ 的水深，通常會用於垂線方向流線較為複雜的

流況中使用(如：感潮河段)。

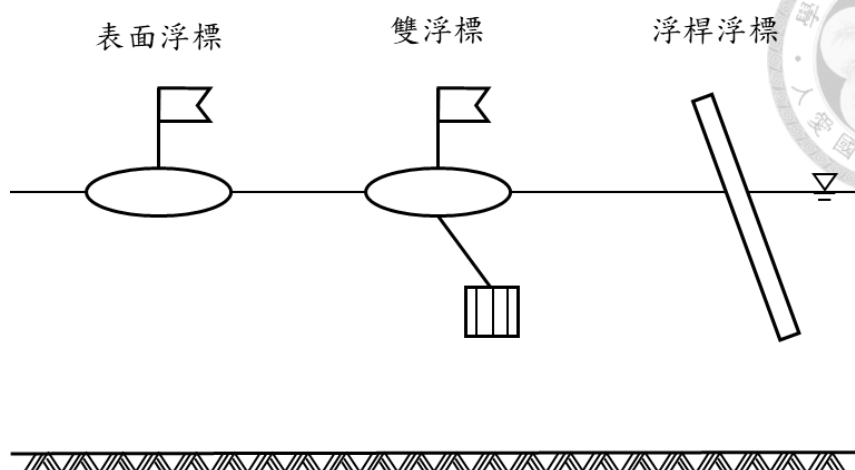


圖2.2 浮標型態(連惠邦, 2017)

2. 鹽分流速法

Allen and Taylor 運用食鹽(NaCl)溶液會改變水體電導度(Electric conductivity)的特性，在 1924 年提出鹽分流速法。從河道上游釋放溶液，並在觀測區域入流與出流處設置電極。透過已知實驗段距離除以電流紀錄圖表上出、入流兩峰值的時間差，即可得到河流的平均流速(圖 2.3)。過程中彌散(Diffusion)會是影響鹽分流速法的重要因素，因而此方法無法用於層流或極小管徑的情境使用，僅限在紊流的流況觀測(Hooper, 1961)。

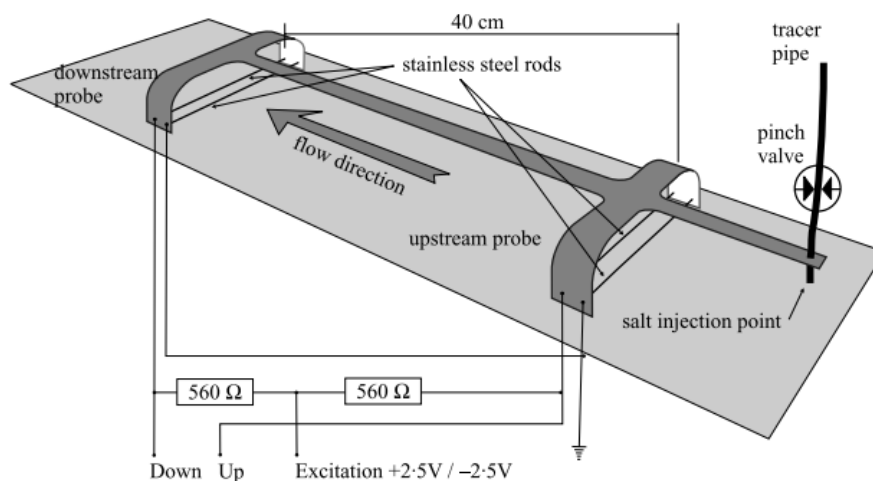


圖2.3 鹽分流速法實驗配置圖(Planchon et al., 2005)

3. 轉子式流速儀

根據美國地質調查局(United States Geological Survey, USGS)的統計資料指出，轉子式流速儀是 20 世紀最常用來觀測現地流速的儀器。運用水流速度與轉子角速度成正比的原理，以接觸室之電路獲得觀測時間內轉子轉數，進而估算出單點位置的流速。以下為轉子式流速儀之校正公式：

$$V = a + bN \quad (2.1)$$

式中

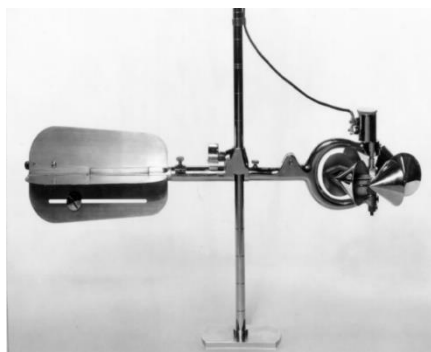
V ：流速(m/s)

N ：轉子轉速(轉數/s)

a 、 b ：儀器參數

轉子式流速儀可依據轉子旋轉方向與軸承夾角區分為垂直式和水平式，以下列舉幾個具代表性的流速儀進行介紹。普萊斯流速儀(Price Current Meter)屬於垂直式流速儀之一，最早在 1882 年由 W.G. Price 設計製造，後續儀器在部分功能上有稍加改良調整，才衍生出多款不同特色的流速儀(如：微型流速儀、AA 型流速儀)。其中 AA 型流速儀(Price Type AA)是轉子式流速儀中使用率最高的儀器，外觀如圖 2.4.a 所示。由六個直徑 5 英寸，高 2 英寸的錐形旋杯連接在不鏽鋼軸上，末端有可拆卸的水平尾翼。儀器構造簡單、對流速反應靈敏，適合在流速 0.025 m/s 到 6.1 m/s 且泥沙濃度低的環境觀測(Turnipseed & Sauer, 2010)。

a.



b.



圖2.4 轉子式流速儀

a. AA 型流速儀(USBR) b. 奧特流速儀(Ott HydroMet)

而另一種以螺旋槳作為轉子的水平式流速儀(圖 2.4.b)，因轉子與水流方向平行，使它具備在觀測過程中不易被雜物繩索纏繞及對流場干擾小的優勢。然而水平式流速儀對垂直向流速觀測敏銳度低，加上極端條件下不如普萊斯流速儀耐用，反而導致水平式流速儀在使用機率上相對較低(Hagan, 1989)。考量轉子式流速儀先天的儀器限制與觀測人員的安全疑慮，轉子式流速儀並非在高流量情況測量流速的首選(Creutin et al., 2003)。

4. 聲學都卜勒剖面流速儀

目前已有許多研究運用船載聲學都卜勒剖面流速儀 (Acoustic Doppler Current Profiler, ADCP) 進行現地的流速監測 (Muste et al. 2004; Szupiany et al., 2007; Huang, 2018; Klema et al., 2020)。其原理如圖 2.5 所示，透過三個以上的音鼓發射音束，測量不同水深因碰撞到水中懸浮物質產生的回波頻率偏移量。頻率增加代表水流方向往音鼓方向靠近，反之則表示水流方向遠離音鼓，以此計算不同分量上與船體間的移動相對速度。早期的 ADCP 採用窄頻聲波作為信號，僅適合在水深 3~4 公尺以上的場域使用。直到 1992 年將信號改為寬頻聲波，ADCP 才得以用於淺水的溪流量測流速(Gordon & Instruments, 1996)。

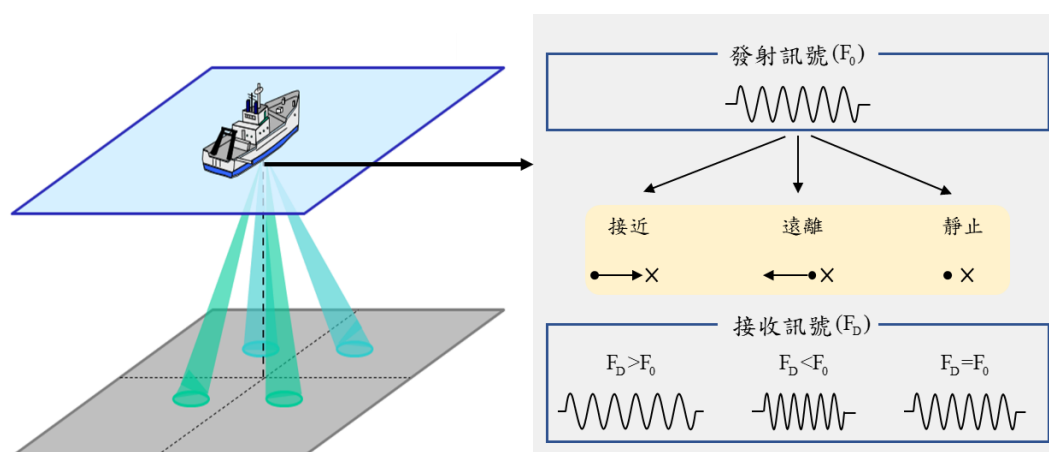


圖2.5 ADCP 原理 (改繪自 SonTek)

有別於轉子式流速儀僅能針對水中的單點位置估算流速，ADCP 可以觀測水深方向上的流速剖面結果。因為 ADCP 會自動將水深方向均勻的分割成數個高度為 δZ 的小單元(圖 2.6)，透過量測每個小單元內的平均流速，即可一次性獲得水深方向的流速值(Boiten, 2003)。如此一來，既能大幅提升過去現地單點式量測效率不佳的問題，還能同時獲得水深數據資料。

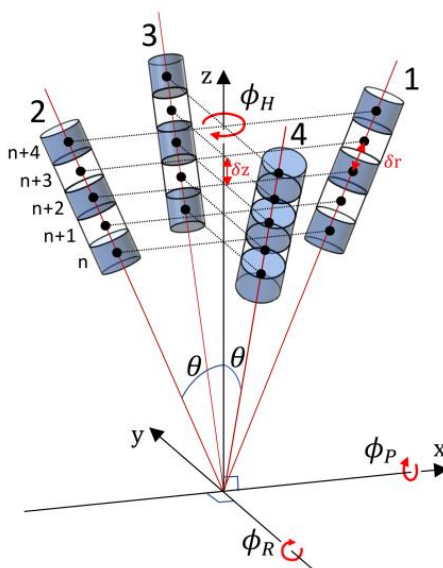


圖2.6 ADCP 量測示意圖(Scannell et al., 2022)

雖然 ADCP 具備上述諸多優點，但此儀器仍和其他聲學儀器存在相同的問題。在傳感器正下方 0.9 公尺範圍內受到脈衝波快速傳回的影響，導致頻移現象不明顯，難以估算出流速形成盲區。另外在底床周圍也會受旁波瓣干擾造成回波扭曲，造成此區域內流速結果有誤。因此在河道斷面上大約有 13% 的範圍是 ADCP 的使用限制區域 (Sontek, 2000)。

5. 影像測速法

早期河川流速測量通常依賴機械式流速儀或聲學測速儀量測，然而受到人員安全性、水文條件不穩定性的限制，導致這些方法用於洪水階段量測風險度很高(Costa et al., 2006)。隨著 1980 年代遙測技術與影像數據紀錄的出現，不少非接觸式的流速觀測方法被陸續提出(Manfreda et al., 2018)。

影像測速法是所有以圖像估算流速方法的統稱，依據觀察連續圖像上之特徵位置來測量單位區域內流體的運動位移，並將位移除上影像時間差估算流速(Adrian, 1991)。最初影像測速法先被用於管流在層流條件下的流速分布量測，運用固體力學中的激光散斑原理，對感興趣區域照射強光，當光接觸到粒子產生繞射，在成像系統上即形成互相干涉的激光散斑圖像(Barker & Fourny, 1977)。後續 Meynart 以此方法進行一系列研究，證明激光散斑測速法(Laser Speckle Velocimetry, LSV)可以用於層流和湍流中實際測量(Meynart, 1980, 1983)。然而在一般的流體問題裡，很難會有如此密集的粒子濃度能反射出散斑圖紋(圖 2.7.a)。因此 Adrian 於 1984 年的研究中建議，應該以記錄粒子的真實圖像(圖 2.7.b)，取代過去捕捉散斑影像的方法(Adrian, 1984)。

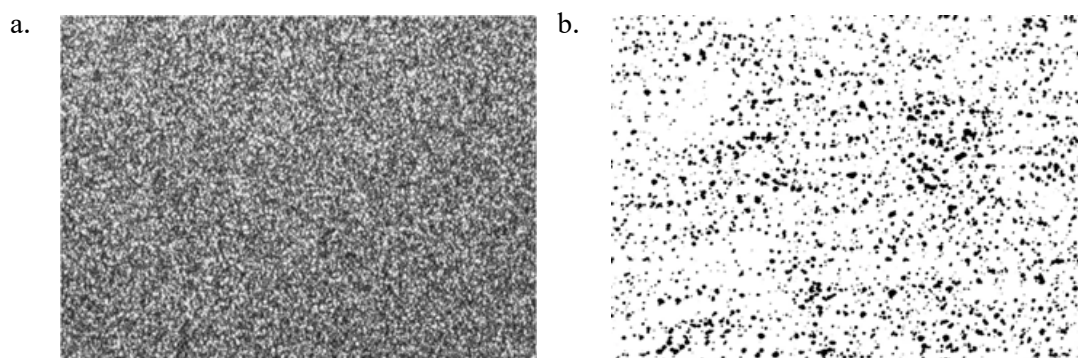


圖2.7 影像辨識圖像

a. 散射斑紋(Briers et al., 2013) b. 粒子影像(Adrian, 2005)

透過拍攝真實粒子運移影像的方法稱為粒子影像測速法(Particle Image Velocimetry, PIV)，示意圖如圖 2.8。最初受限相機功能無法捕獲多幀影像，僅能使用單次多曝光的圖像進行自相關運算，獲得每個子圖像內的平均移動速度。不過此種方法因為無法得知粒子的曝光時間，難以辨別粒子屬於哪次脈衝拍攝出的結果，造成流速在方向上不易辨識(Adrian, 1988; Marzouk & Hart, 1998)。隨著數位相機發展後，影像才改以多幀單曝光的方式儲存，並透過互相關方式評估粒子的移動位置，有效降低過去受速度梯度引起的信號偏差、提升實驗精度(Willert & Gharib, 1991; Keane & Adrian, 1992)。根據許多文獻結果證實，過去學者們積極針對 PIV 法的圖像處理和計算方式進行改善，使得這種非接觸式方法已經能於理想流場甚至是實驗室內小規模湍流中使用(Adrian, 1991; Meinhart et al., 1999; Santiago et al., 1998)。

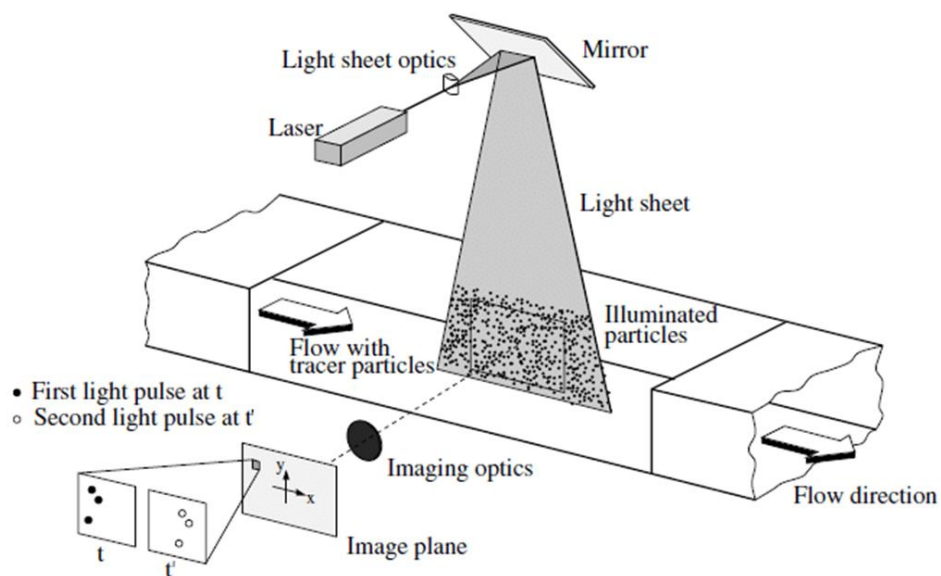


圖2.8 PIV 法示意圖(Raffel et al., 1998)

Fujita et al.(1998)將實驗場域移至現地，嘗試在日本淀川上量測表面流速，並提出大規模粒子影像測速法(Large Scale Particle Image Velocimetry, LSPIV)的概念。為了讓大範圍河道區域皆含括在相機拍攝視野內，初期利用河道旁的高樓或是相機伸縮桅桿，讓拍攝過程相機與水面的關係盡量保持垂直如圖 2.9 所示 (Creutin et al., 2003)。不過此種固定式相機方法的機動性低，因此學者們後續嘗試使用不同的移動式系統協助拍攝，如：小型直升機(Fujita & Hino, 2003; Fujita & Kunita, 2011)、汽車(Kim et al., 2008)、無人機(Tauro et al., 2015; Thumser et al., 2017)等，解決過去移動性不佳、拍攝效率低的困擾。

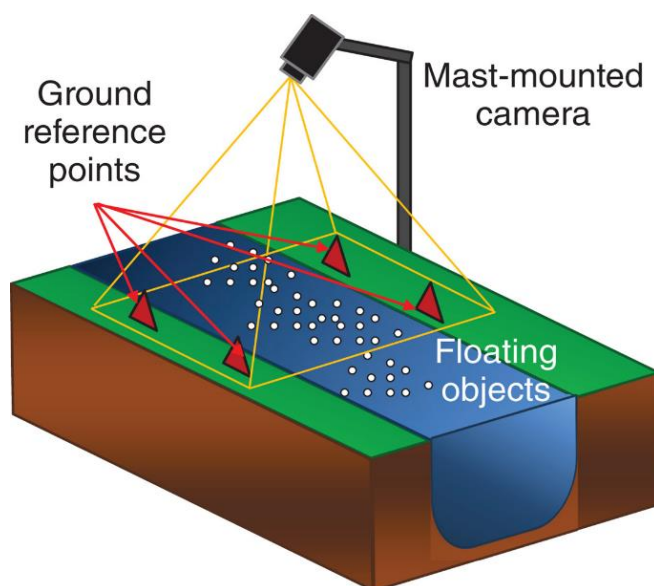


圖2.9 傳統 LSPIV 拍攝方式(Tauro et al., 2015)

此外粒子的選擇也受到實驗場地移至戶外影響。河川表面的天然示蹤粒子依賴泡沫、波紋、樹葉等形成，然而這些示蹤粒子在自然溪流中不可能會隨時充足，必需額外添加人工粒子增加水面上特徵的分布(Muste et al., 2008)。Admiraal et al.(2004)選擇在美國 Ogallala 湖內實驗，以直徑 6mm 的聚苯乙烯泡沫塑料圓盤進行湖泊的流速量測。Jodeau et al.(2008)透過玉米澱粉製成的水溶性泡沫填充材料作為示蹤粒子，對上游水庫洩洪時的河川進行流速監測。Lewis & Rhoads(2018)利用木屑於伊利諾伊州兩河流交匯處執行複雜二維流動環境的流速估計，並獲得 X、Y 方向流速誤差皆在 5%內的良好結果。

考量現地實驗會受到諸多外在因素影響，學者們嘗試量化 LSPIV 法中的不確定性，提供後續研究能著重改善的重點方向。Kim(2006)提出 27 種可能造成流速計算誤差的原因，其中四個最主要的因素分別為成像區域上的播種密度、地面控制點的識別、播種粒子的流動追蹤精度與相機採樣時間。Haunt et al.(2008)透過數值模擬，針對風、相機位置、光線照明與示蹤粒子特性對 LSPIV 影響詳細探討，最終推論造成流速量測誤差關鍵的變因是相機位置和光線照明。

經由前人的研究經驗與建議，LSPIV 已逐漸發展成為水文量測中一門成熟的技術。各國水文站開始嘗試以自動化 LSPIV 系統取代過去的量測方法進行山洪監測(Ran et al., 2016)。美國已將 LSPIV 法用於 Frankford 溪上觀測流速分佈情形，並以每五分鐘一次的頻率回傳數據(USGS, 2020)。比起傳統接觸式量測方法，非接觸、低成本、高效率的 LSPIV 法在流速量測上更具有優勢，甚至在一些極端流量事件(颱風、洪水)或淺水流(濕地、小溪)期間，LSPIV 可能是唯一的量測選擇(Muste et al., 2008)。

2.2 水深量測

過去水深的量測也是透過簡單的接觸式方法(如：測深桿、測深錘)，於水面上逐點觀測。隨著海岸工程領域的發展，不少聲學、電磁學原理的儀器均可獲得良好的水下地形測量結果，也逐漸將此等非接觸式的方法延伸至河川水深量測使用。

1. 測深桿與測深錘

在 1930 年以前，人們常使用測深桿、測深錘等設備從船隻上量測該點水深(圖 2.10)(Morang, 1997)。測深桿外型為金屬材質的中空長棍，長約 4 到 5 公尺，桿身會刻有明顯刻度，讓操作人員無論從任何角度觀測皆可清楚辨識刻度。一般建議用於水深 3.5 公尺以下的場域使用(王如意、易任，1979)。而測深錘的測量方式與前者類似，透過繩索尾端綁定的重錘讓繩索與水面保持垂直，識別繩索上標記的記號辨識水深。與前者相比測深錘可測量的深度較廣，50 公尺內的水深環境皆可使用。然而這兩種方法除了在深度方面有條件限制，流速過快也會造成觀測水深高估，實驗精度上誤差較大。



圖2.10 測深桿與測深錘現地操作(UCAR)

2. 聲波測深儀

為了達到更準確且快速測深的需求，聲波測深儀取代傳統的測深錘，成為 20 世紀的主要水深測量技術(Lurton, 2002)。單音束聲波測深儀(Single Beam Echo Sounder, SBES)為海洋工程在測深時常使用到的儀器，主要構造由音鼓、記錄器、發射及接收主機等組成。透過音鼓發射寬度介於 3° ~ 20° 間的音束，記錄脈衝在水中往返的時間與水中聲波的傳遞速度，即可從音束投影寬度內選擇最短距離作為該觀測點的水深結果(Jong et al., 2002)。將 SBES 架設至船上，於觀測河道斷面上逐點量測，即可獲得河道的斷面深度。然而承如前面所言，SBES 在決定最終水深時存在音束寬度的限制，因此當水下地形起伏大時，觀測出的水深結果未必會是該點位真實的水深(圖 2.11)。

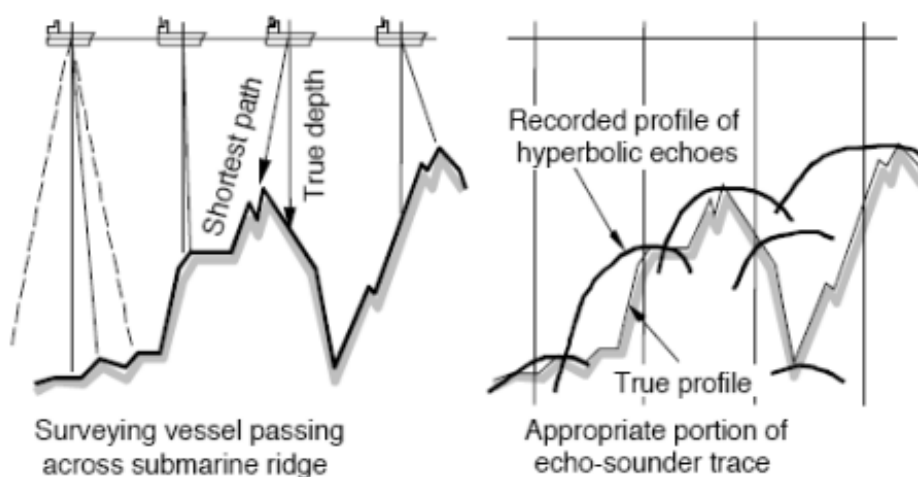


圖2.11 SBES 於複雜地形時的觀測情況(Jong et al., 2002)

為改善海底地形量測效率與精準度，1960 年代中期開始發展多音束聲波測深儀(Multi Beam Echo Sounder, MBES)(Huff & Noll, 2007)。MBES 由聲學系統、輔助系統、數據採集與可視化系統及後處理系統四個部分構成。有別於 SBES 的垂直測深，MBSE 改用多個窄寬度(1.5° ~ 3°)之音束構成測帶(swath)，嘗試在定點以帶狀方式一次性的獲得水下地形資料(Jong et al., 2002)。經由聲學儀器的改良，水深量測技術已能提供繪製大面積河道地形和計算水庫庫容中使用(De Moustier & Matsumoto, 1993; Yan et al., 2018)。

3. 透地雷達

透地雷達(Ground Penetrating Radar, GPR)是地球物理極具發展性的探勘技術之一，至今已被廣泛用於觀測冰川厚度(Farinotti et al., 2009; Singh et al., 2012)、水下考古遺址定位(Vaughan, 1986; Peters et al., 1994)、沉積地形遷移(Neal, 2004; Neal & Roberts, 2000)、地質岩石辨識(Grasmueck, 1996; Carrière et al., 2013)及河道地形量測(Costa et al., 2000; Costa et al., 2006)等研究上。

GPR 原理與電磁波傳遞過程中的介質有關。每一種介質都有其各自的介電常數和導電率，兩個參數值越高表示電磁波的傳遞速度衰退越快(Annan & Cosway, 1992)。將接收天線得到的反射訊號進行後續的計算，即可辨識出不同介質之交介面。Costa et al.(2006)發現導電度造成的能量衰減相當嚴重，當導電度低於 10000 ms/m 時觀測深度可達 6 公尺；介於 30000~40000 ms/m 可測得深度約為 2~5 公尺；高於 40000 ms/m 時，量測深度僅剩 1~2 公尺。因此由表 2.1 可知，現行 GPR 探測水下地形仍以淺水水域較為合適。

表2.1 地球物理常見介質之電性參數(Annan & Cosway, 1992)

介質	相對介電常數 (ms/m)	導電度 (ms/m)	波速 (m/ns)
空氣	1	0	0.3
海水	80	30000	0.01
純水	80	0.5	0.033
乾砂	3~5	0.01	0.15
飽和砂	20~30	0.1~1	0.06
砂岩	6	40	0.12
花崗岩	4~6	0.01~1	0.13

1993 年 USGS 首次將 GPR 用於水文河道斷面測量(Kurt et al., 1996)。Spicer et al.(1997)嘗試在洪水期間將 GPR 以鋼索懸掛方式於華盛頓州內的四條溪流進行斷面地形觀測(圖 2.12)。根據結果顯示，觀測斷面水深和測深垂觀測水深相比，誤差介於 $\pm 20\%$ 之間。然而該研究認為量測結果受到洪水期夾帶大量懸浮值影響，因此須將雷達在水中的傳遞速度加以校正，修正後水深誤差可降低至 $\pm 10\%$ 。Costa et al.(2000)延續 Spicer 的方法，將實驗場地移至跨度 183 公尺的 Skagit 河上進行。在單日內重複量測 11 次斷面地形，並將其河道斷面積與測深垂觀測斷面積結果相比，平均誤差僅 1.15%。Chen et al.(2014)採用 Hilbert-Huang 變換(HHT)來處理高流量時非線性和不穩定的複雜信號，讓 GPR 能更精確、快速地測量河流截面積。過去 GPR 訊號對於介質交界面(如：水面、底床)的分辨會採用人工辨識或半自動辨識的方法來決定，Chen et al.(2021)提出一種客觀且統一的識別程序，嘗試讓整個非接觸式的量測技術可以完全達到自動化。



圖2.12 以鋼索懸掛 GPR 進行現地量測(Spicer et al., 1997)

在使用非接觸式的橫斷面地形，一般多於橋樑、索道上架設 GPR(Costa et al., 2006)。然而學者們想增加 GPR 在洪水期間對不同河流監測的機動性，因此 Melcher et al.(2002)嘗試以小型直升機作為載具進行觀測。該研究指出 GPR 結果對直升機航向和流向很敏感，當流向誤差增加 0.5%或航向誤差增加 2%，即會對流量結果產生 0.5%的改變。隨著無人機的普及，2019 年 5 月 USGS 於小型無人機上搭載輕巧、獨立的 GPR 系統(圖 2.13)，以遙控的方式量測無人機下方的地形剖面，提供淺層淡水水域新的水深測量方式(Dawson et al., 2021)。



圖2.13 機載 GPR 系統(USGS)

2.3 淺水波方程式

在水利工程領域，明渠流的模擬對真實水文現象預測扮演重要角色，大多數明渠流範疇的問題(如：海洋、河川、水庫之水流運動等)，均可用 Navier-Stokes 方程式來描述。然而此方程式在計算上求解難度甚高，需要透過一些假設對方程式稍加簡化(Delis & Nikolos, 2021)。因此欲模擬水平尺度遠大於垂直尺度、重力項可忽略的問題時，一般會改採淺水波方程式進行運算。目前淺水波方程式已被應用在潰壩、土石流模擬、潮汐波傳遞等問題上(Stelling et al., 1986; Sun et al., 2013; Viroulet et al., 2013)。

本節針對運用淺水波方程式估算水深之研究進行回顧。最早處理淺水波方程式運算時，常以省略源項的方式求解。但是忽略源項卻容易造成計算上不夠精確，導致方程式無法用水躍現象發生的問題上。因此，為了求解帶有源項的淺水波方程式，學者們提出幾種 Godunov 格式的有限體積法，並證明了這些方法具有準確性、有效性和穩定性(Bermudez & Vazquez, 1994)。然而上述方法在處理穿臨界流流況的問題時計算效果不佳，故 Zhou et al.(2001)提出表面梯度法 (Surface Gradient Method, SGM)，以水面高程作為數據重建的基礎，再透過黎曼解算子計算單元界面處的通量，準確預測水面高程的微小擾動，並適用於穩態和非穩態的淺水問題中使用。Zhou et al.(2002)針對 SGM 在垂直地形處水深計算不易的劣勢進行改良，將地形不連續處以虛擬網格重建，有效改善過去 SGM 運算上的限制。

在淺水波方程式的模擬上也常使用有限差分法進行求解，初期許多有限差分模型都是應用交替方向隱式法(Alternating Direction Implicit, ADI)離散。然而 ADI 法對於庫朗數在 5 以上的案例會產生嚴重誤差，導致數值不穩定性加劇。Wilders et al.(1988)為了解決上述問題，開發出全隱式法，讓大時間步長(Δt)的數值計算依舊能維持一定精度。不過此方法因疊代過程須滿足質量守恆方程式，以致該方法計算效率不高。Lee & Cho(1998)將上述兩者研究方法結合，選擇以多重網格法提高疊代效率，並透過正交網格和全隱式的方法建立二維模型，成功在庫朗數高

的案例中得到良好且穩定的數值模擬結果。近年來，為了克服網格生成和數值積分的困難，許多學者投入使用無網格法求解淺水波方程式。Li & Fan(2017)使用廣義有限差分法(Generalized Finite Difference Method, GFDM)和二階 Runge-Kutta 法對淺水波方程式的空間、時間項個別離散，成功估算二維水深分佈結果。Zhang et al.(2021)改用局部徑向點插值法(Local Radial Point Interpolation Method, LRPIM)來模擬淺水流的不連續性，並結合無網格人工黏度技術(Meshless Artificial Viscosity, MAV)解決最小化不連續區域附近的非物理振盪現象，計算出跨臨界流條件下的二維水深變化。

隨著現地水文觀測的發展，開始有將實驗數據與數值計算結合的研究提出。Gessese et al.(2011) 使用機載雷達觀測的水體表面流速作為已知參數，對淺水波方程式進行反算問題估算水深。與過去複雜的數值計算方法不同，該研究引入新變數對控制方程式重新排列，讓反算問題獲得顯示的偏微分方程式，即可將流速帶入直接求解水深，成功獲得一維水深分佈結果。Gessese et al.(2013)嘗試在亞臨界、穿臨界流況進行試驗，並將表面流速資料透過經驗公式轉換為平均流速代入運算，探討流速對一維水深計算結果之影響。未來水深測量研究可朝這種半數值的方法推廣，進而讓其應用在現地二維水深模擬上。

2.4 小結

經由以上文獻回顧內容可知，大多數方法對於流速和水深的觀測，仍以個別觀測的方式來執行。目前僅有 ADCP 能以接觸式的方式，同時獲得流速與水深數據。不過該方法在操作上，需要於單一河道斷面重複來回數次，並對其平均以推估流速與水深，量測效率上相當的耗時且費工。因此，本研究透過非接觸式的影像測速法，能以安全且快速的技術推算感興趣區域的表面流速值，並藉由數值計算進一步模擬水下地形的樣貌。如此一來，仍保有 ADCP 可同時的觀測流速和水深資料的優勢，又能改善過去觀測上耗時、效率不佳的問題。

第三章 研究方法



3.1 實驗設計與流程

3.1.1 實驗水槽與突起物模型

本研究使用台灣大學水工試驗所之室內循環水槽，如圖 3.1 所示。整個循環水槽系統可分為室外裝置(圖 3.2)、室內水槽(圖 3.3)和河道三部分，透過加壓馬達將外部蓄水池水抽至約三層樓高的水塔內，開啟閘門使水從水槽左側流入，流經本次實驗觀測區域，再由尾水門流出排入河川。室內水槽尺寸為 30 m(長) \times 1 m(寬) \times 1 m(高)，為確保水流不受到前端供水及尾端閘門回水之影響，實驗區域選擇在水槽中段進行。另外本研究需與 ADV 量測流速結果比較，因此在實驗斷面上會架設方便 ADV 量測移動的台車。

另外，為探討不同地形下對底床高程模擬結果之影響，本研究選擇在水槽內部增添圓弧形長檻提升地形複雜度。突起物模型以不鏽鋼板製作，尺寸為 1(長) \times d(寬) \times h(高) $= 1\text{ m} \times 0.33\text{ m} \times 0.04\text{ m}$ ，外圍噴砂增加突起物粗糙度，並塗上黑色防水漆強化與白色示蹤粒子顏色對比差異。模型外觀如圖 3.4 所示。

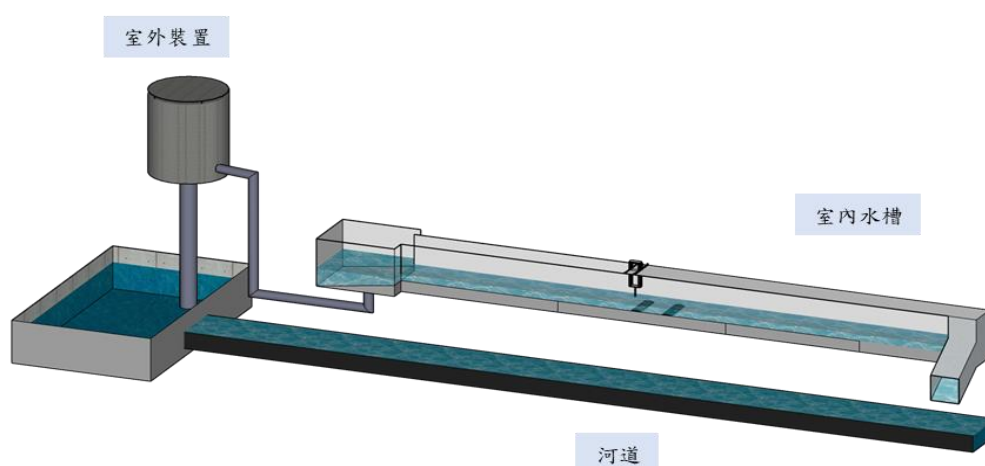


圖3.1 水槽裝置示意圖

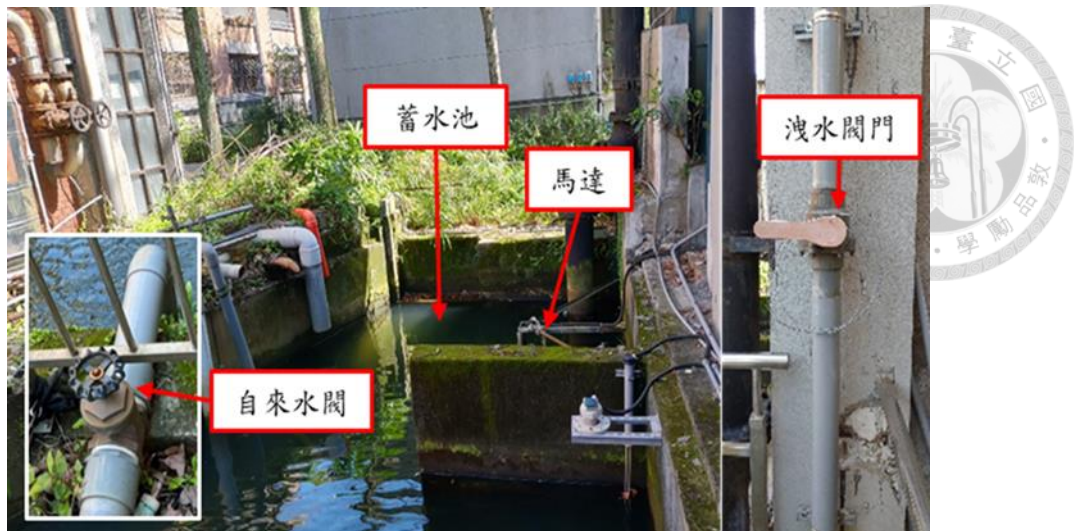


圖3.2 水槽室外裝置

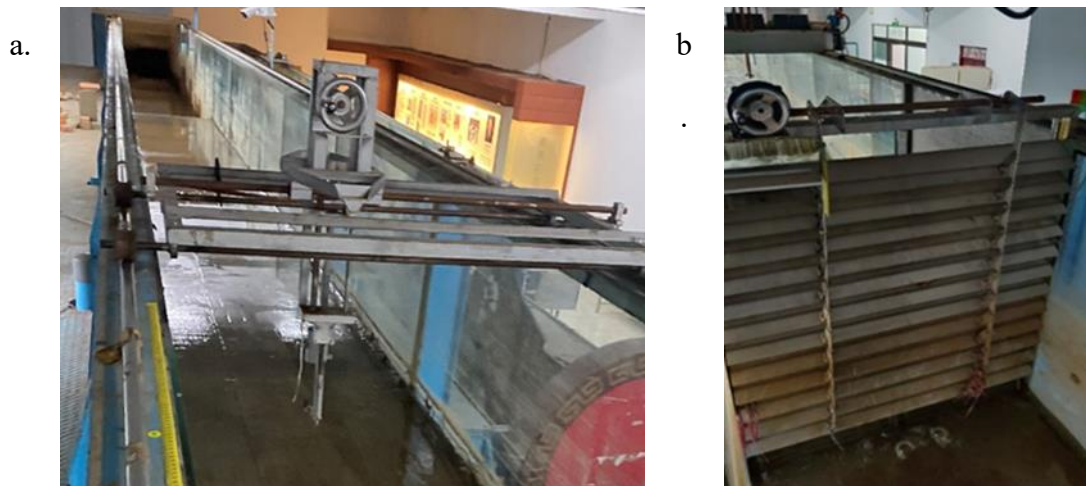


圖3.3 室內水槽

a.ADV 台車；b.尾水門

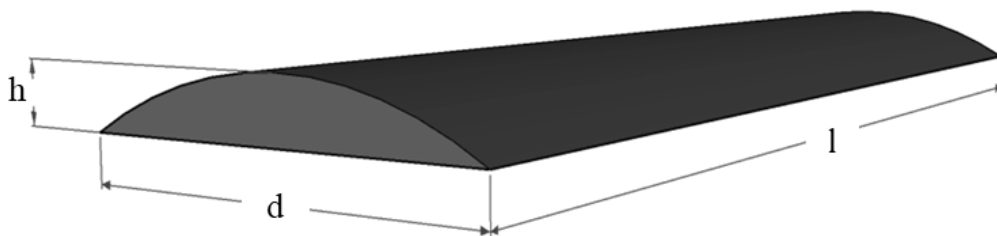


圖3.4 底床突起物模型

3.1.2 ADV 量測流速

本研究選擇 SonTek 16-MHz Micro ADV (圖 3.5)作為量測流速的工具，此儀器能在水深 60 公尺內、流速介於 1 mm/s 至 2.5 m/s 之間的場域下使用。量測探頭由三個 10 MHz 的接收探頭和中央的發射探頭組成，並以探頭下方 5 cm 處為控制體，透過測量控制體與發射探頭之間的相對速度估算單點流速值。實驗過程中為確保流速結果具備一定的準確性，會依照 SonTek (2001)建議以 25 Hz 的採樣頻率、9 mm 的採樣高度且在訊號雜訊比(Signal-Noise Ratio, SNR)大於 15 dB 的條件下進行量測。



圖3.5 SonTek 16-MHz MicroADV

為探討底床設置對反算地形結果影響，分別設計單一突起物($X=0.7$ m)、連續兩突起物間距為 $2d$ ($X=0.7$ m & $X=1.7$ m) 和連續兩突起物間距為 d ($X=0.7$ m & $X=1.35$ m)三種場域佈置。根據不同地形在突起物前方、突起物上方與突起物後方規劃 ADV 測量斷面，每個斷面上包含 4 點,其位置於 $Y=0.2$ m、 $Y=0.4$ m、 $Y=0.6$ m、 $Y=0.8$ m。ADV 點位量測示意圖為圖 3.6、圖 3.7、圖 3.8。

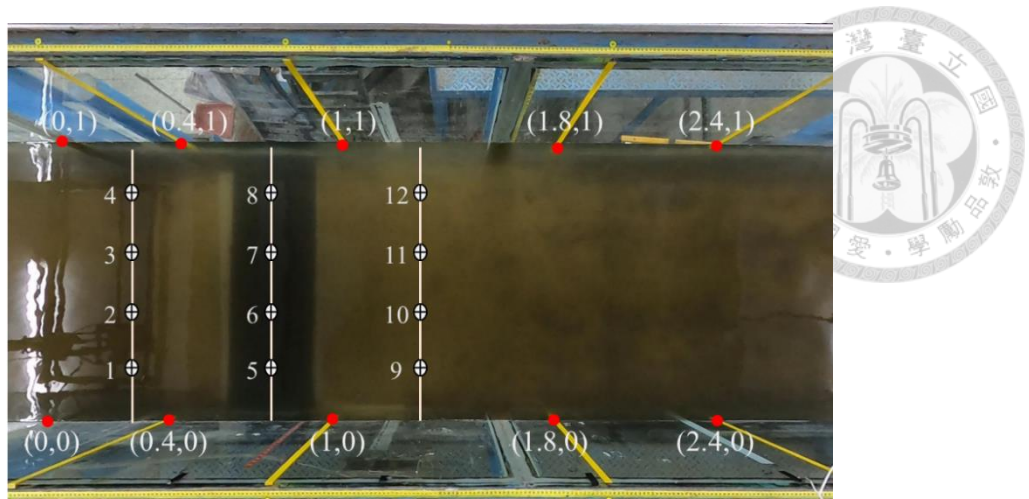


圖3.6 單一突起物量測點位

(斷面坐標 $X = 0.2 \text{ m}$ 、 $X = 0.7 \text{ m}$ 、 $X = 1.2 \text{ m}$)

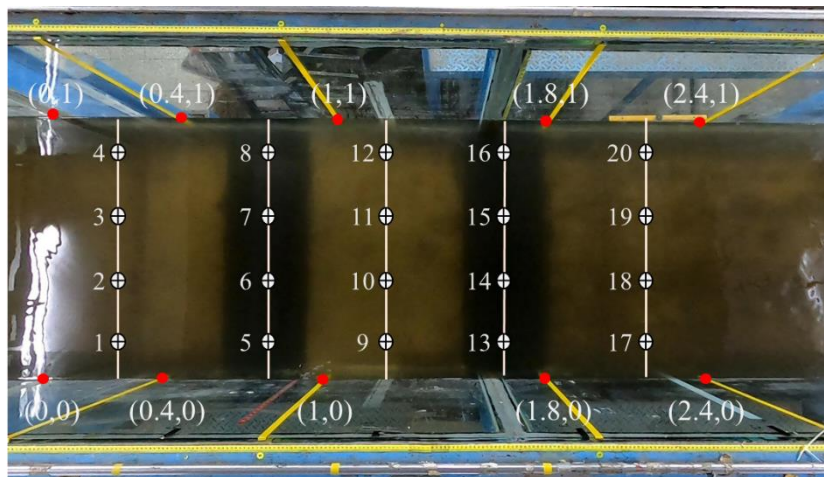


圖3.7 連續兩突起物間距 $2d$ 量測點位

(斷面坐標 $X = 0.2 \text{ m}$ 、 $X = 0.7 \text{ m}$ 、 $X = 1.2 \text{ m}$ 、 $X = 1.7 \text{ m}$ 、 $X = 2.3 \text{ m}$)

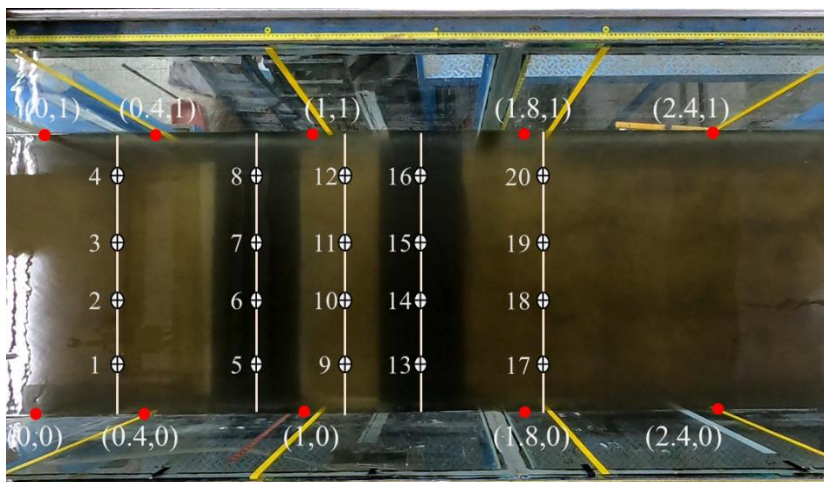


圖3.8 連續兩突起物間距 d 量測點位

(斷面坐標 $X = 0.2 \text{ m}$ 、 $X = 0.7 \text{ m}$ 、 $X = 1.05 \text{ m}$ 、 $X = 1.35 \text{ m}$ 、 $X = 1.85 \text{ m}$)

考量 ADV 無法直接測得表面流速，需透過流速剖面擬合的方式間接推算。
本研究採用對數型態的流速剖線公式(3.1 式)進行計算(Cebeci, 2012)：

$$\frac{u}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{zu_*}{\nu} \right) + c \quad (3.1)$$

其中， u 為量測點在水流方向的速度； u_* 為底床的剪力速度； z 為觀測點與底床的垂直距離； κ 為 von Kármán 常數； ν 為運動黏滯係數； c 為常數。

將 3.19 式移項後即可讓公式簡化為 3.2 式(White & Corfield, 2006)：

$$\begin{aligned} u &= \frac{u_*}{\kappa} \ln(z) + \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{u_*}{\nu}\right) + cu_* \\ &= A \ln(z) + C \end{aligned} \quad (3.2)$$

帶入五個深度($Z = 0.01 \text{ m}$ 、 $Z = 0.02 \text{ m}$ 、 $Z = 0.04 \text{ m}$ 、 $Z = 0.07 \text{ m}$ 、 $Z = 0.13 \text{ m}$)上觀測的流速擬合表面流速值 (圖 3.9)。總計單一突起物案例需測 60 次、連續突起物案例需測 100 次。

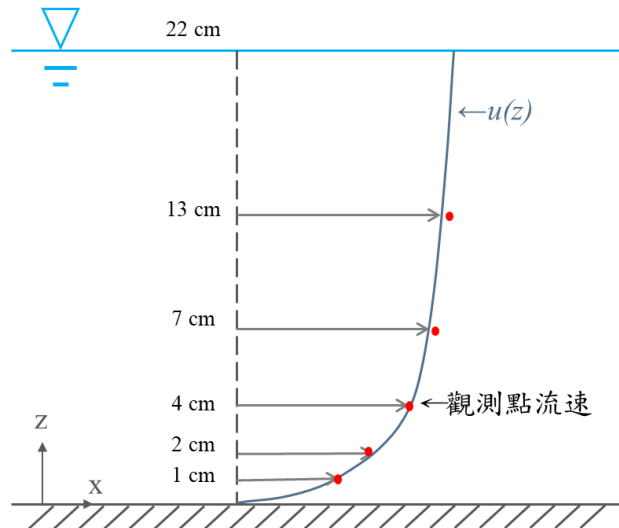


圖3.9 ADV 單點擬合示意圖



3.1.3 影像測量

本研究影像測量方法使用相機為記錄儀器，並在水槽中放入示蹤粒子以使用 LSPIV 進行流速分析。其中示蹤粒子的材料與尺寸亦會影響辨識結果的精準度，故選擇適當的粒子對於實驗結果也相當重要。另外，相機拍攝時的架設角度或相機鏡頭種類皆會造成部分影像扭曲，若欲校正為正射影像，則需事先在試驗進行前於水槽周圍佈設控制點。

1. 示蹤粒子

在許多現地研究中河川常面臨水中示蹤粒子(水面波紋、落葉和泡沫等)密度過低的問題，此時需額外添加人工示蹤粒子輔助觀察。表 3.1 為研究中常被使用的人工示蹤粒子。

表3.1 人工示蹤粒子規格

示蹤粒子	規格	文獻
電解產生氫氣泡	-	(Blanckaert & Lemmin, 2006)
白色聚苯乙烯珠	平均直徑為 2 mm	(Fox & Patrick, 2008)
水溶性泡沫填充材料	-	(Jodeau et al., 2008)
白色的圓柱形聚丙烯顆粒	平均直徑為 3.4 mm、密度為 960 kg/m ³	(Kantoush et al., 2011)
中空圓柱形聚合物顆粒	平均直徑為 2.4 mm、密度 1007 kg/m ³	(Kantoush et al., 2011)
白色漂浮燕麥片	平均直徑為 50 mm	(Creëlle et al., 2018)
木屑	平均直徑為 2-3mm	(Dal Sasso et al., 2021)

根據 Kim(2006)研究表示，示蹤粒子是影像測速法中導致誤差的主要來源，無論是顆粒大小或分布密度都會對表面流速估算成果造成影響。合適的示蹤粒子應具備以下條件：

1. 示蹤粒子密度需小於水的密度才能浮於水面。
2. 顆粒大小需能於影像中辨識且反映出實際流速細節變化。
3. 顏色需和底床顏色有明顯差別凸顯示蹤粒子所在。

本研究選擇以玉米澱粉製成的環保緩衝粒作為示蹤粒子，接觸水後一段時間即會溶於水中，不會對水質造成產生影響。顆粒大小為直徑 2 公分、長 5.5 公分的圓柱體(圖 3.10.a)，為增加粒子在佈撒過程的均勻性，將其裁切成長、寬、高皆為 1 公分的小粒子(圖 3.10.b)。

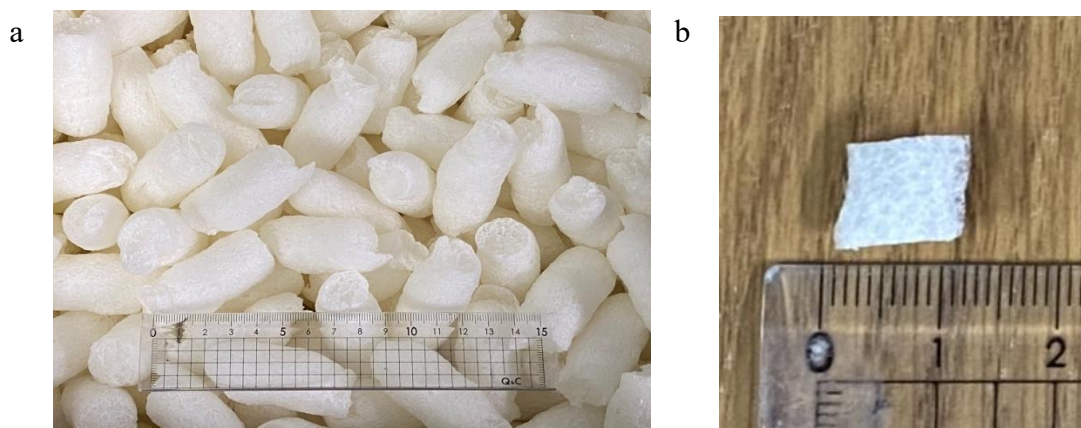


圖3.10 示蹤粒子

a.原尺寸 5.5cm × 2 cm；b.裁切 1 cm × 1 cm

2. 攝影設備

本研究選擇使用 GoPro Hero8 Black 作為影像採集設備(圖 3.11)，並將相機架設於觀測區域上方 2 公尺處的相機雲台，使相機在拍攝過程中與水面盡量保持垂直減少誤差。全程採用線性鏡頭，以解析度 1080p、幀率 60fp 的設定進行拍攝，地面解析度約為 1.7 mm。表 3.2 為相機詳細規格資訊。



圖3.11 GoPro Hero8 Black

表3.2 GoPro Hero8 Black 規格

重量	126 g
體積	66.3 x 48.9 x 28.4 mm
感光元件種類	CMOS
感光元件像素	1200 萬像素
數位鏡頭(FOV)	SuperView、廣角、線性、窄角
鏡頭焦距	16 mm、16-34 mm、19-39 mm、27 mm
解析度與幀率	4K (16 : 9 比例) @ 60/30/24fps 4K (4 : 3 比例) @ 30/24fps 2.7K (16 : 9 比例) @ 120/60/30/24fps 2.7K (4 : 3 比例) @ 60/30/24fps 1440p (4 : 3 比例) @ 60/30/24fps 1080p (16 : 9 比例) @ 240/120/60/30/24fps
影片壓縮格式	H.264/AVC、H.265/HEVC

3. 控制點

儘管已透過 GoPro 線性鏡頭進行水面影像採集，卻仍受到透視投影影響，導致拍攝的圖像資料具有一定程度的失真。因此需透過控制點的真實坐標位置，幫助影像還原回原始比例。本研究為維持控制點修正的準確性，選擇以水面做為控制點基準面，並設置 10 個控制點，其坐標分別為(0,0)、(0.4,0)、(1,0)、(1.8,0)、(2.4,0)、(0,1)、(0.4,1)、(1,1)、(1.8,1)、(2.4,1)，如圖 3.12 所示。

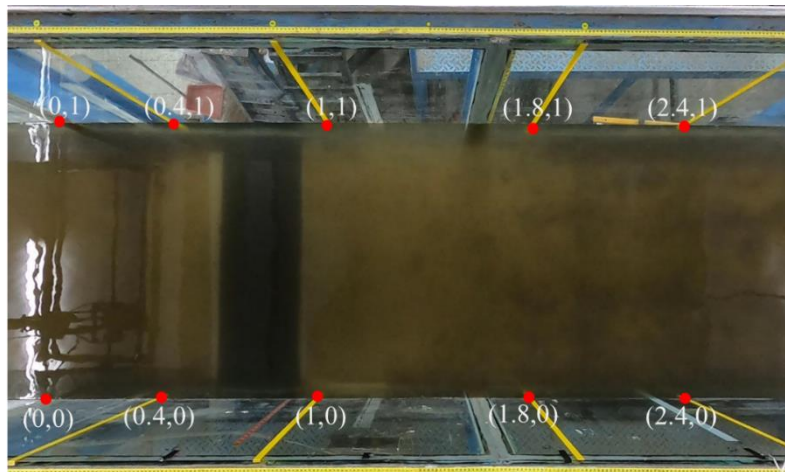


圖3.12 控制點分布圖



3.1.4 實驗操作流程

1. 設置底床：

依照實驗案例佈設將底床突起物放於指定位置。

2. 組裝 ADV：

ADV 線路與電腦連接後架設於台車上，同時確保量測數據能回傳至電腦。

3. 調控流速及水深：

開啟循環水槽馬達使水槽內部逐漸蓄水。當水槽內蓄滿一定高度後，透過轉動進水閥和尾水門控制水深在 22 公分並讓流速符合案例設定的 0.3 m/s 和 0.4 m/s。

每次變動皆會等待半小時使水槽內流況達穩定才會開始量測。

4. ADV 量測流速：

根據案例對應圖 3.6 至圖 3.8 的 ADV 量測點位圖進行 ADV 量測，每次於固定位置觀測三分鐘。

5. 斷面水深測量：

利用壁面的皮尺刻度，依案例對應圖 3.6 至圖 3.8 的斷面位置紀錄觀測水深值。

6. 架設相機：

利用手機軟體 GoPro Quik 與 GoPro 連接，即可用手機控制錄影並即時觀測拍攝畫面。設定完成後將相機架設於水面上方 2 公尺的相機雲台，搭配水準氣泡協助確定相機鏡頭是否垂直液面，並開始錄影紀錄。

7. 鋪撒示蹤粒子：

於觀測區域前方 3 公尺處灑粒子，使其能均勻且高密度的分布於水面上。

8. 實驗結束：

結束錄影並檢查錄製成果。

3.1.5 實驗案例介紹

本研究選擇環保緩衝粒為示蹤粒子，於 $30\text{ m} \times 1\text{ m} \times 1\text{ m}$ 室內水槽進行五組不同的實驗。首先，案例一以單一突起物作為簡易地形設置，控制水深於 22 cm 、流速 0.3 m/s 且流況穩定均勻情況下採集影像。透過第一組案例測試影像辨識最佳參數，同時探討突起物的影響範圍與底床高程模擬結果關聯性。為降低案例間的變因，後續分析皆統一使用最佳參數進行影像辨識。其餘四組案例均在設有兩個突起物的配置下實驗，驗證案例一對影響範圍的推估，並探討在複雜地形下與不同流速情況，估算底床高程結果成效為何。各案例詳細設定如下表：

表3.3 實驗案例參數

	編號	水深(m)	突起物個數(個)	流速(m/s)	突起物間距
簡易地形	案例一	0.22	1	0.3	-
複雜地形	案例二		2	0.3	2d
	案例三				d
	案例四			0.4	2d
	案例五				d

*d 為突起物底寬，如圖 3.4 所示。

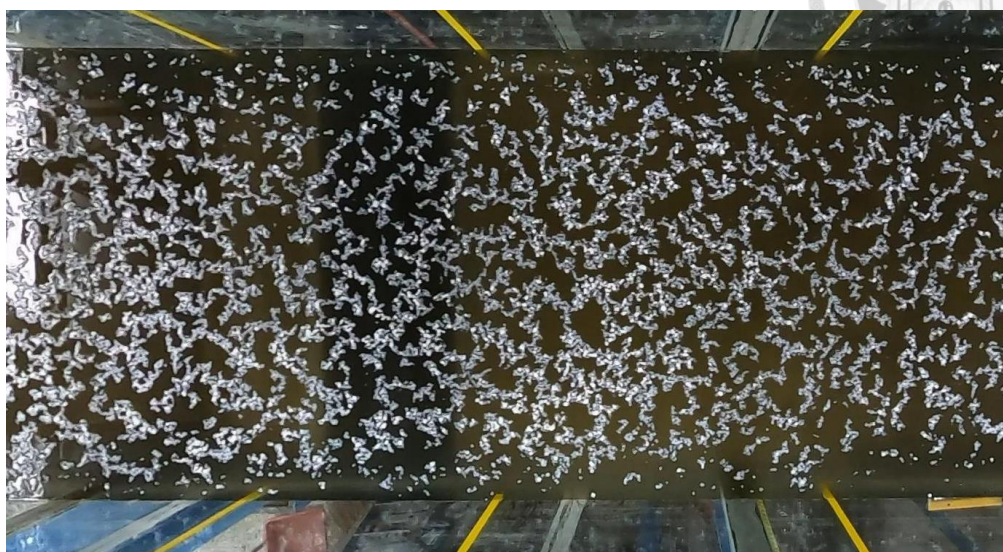
3.2 大規模粒子影像測速法

大規模粒子影像測速法(Large Scale Particle Image Velocimetry, LSPIV)屬於非接觸式的流速量測方法，藉由影像記錄水體表面的示蹤粒子，以連續圖像辨識粒子位移，進而獲得表面流速結果。然而 LSPIV 在操作上有許多細節值得關注，以下將本研究流速估算流程分為影像前處理、影像校正及互相關計算三個步驟分項說明。

3.2.1 影像前處理

本研究將相機採集回來的影像資料，以 1 秒 60 幀的方式存取照片。考量 LSPIV 法主要是透過粒子的形狀輪廓與粒子間的分布情況，判別網格內的特徵圖形於下一時刻移動的位置。因此對初始的 RGB 圖像做灰階化處理，透過 8bit 的非線性尺度儲存，讓圖片色彩改以 256 種亮度方式呈現，簡化圖像存取方式。處理過的圖片如圖 3.13.b 所示，與灰階前的圖像(圖 3.13.a)比對發現，灰階後的白色示蹤粒子變得更加明顯，特徵與背景間的色彩對比度也提升，如此能使後續流速計算時更容易抓取特徵。

a.



b.

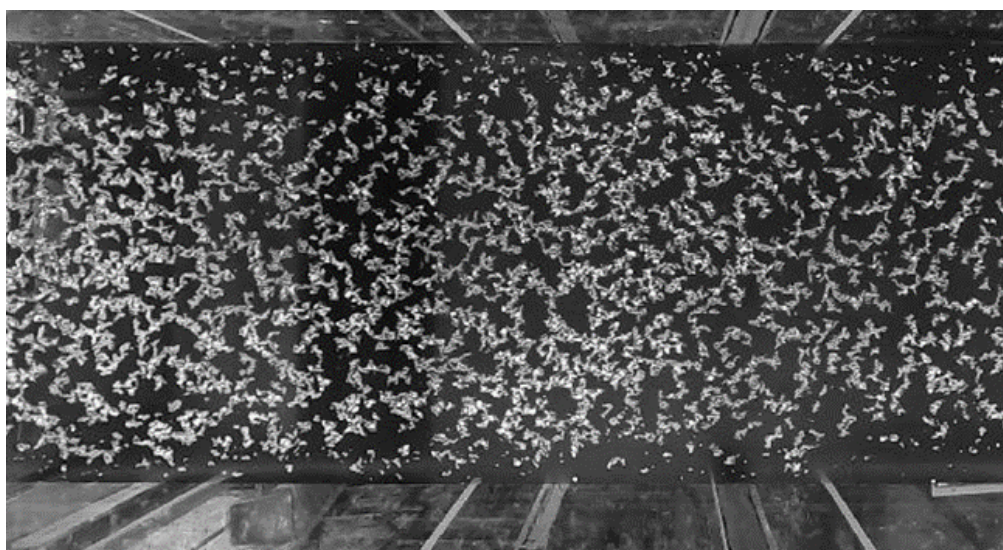


圖3.13 灰階前後影像

a.初始影像 b.灰階影像

3.2.2 影像校正

LSPIV 在影像採集過程中常常會因為拍攝角度難以與水面保持正交，導致採集回來的圖像失真。此時需要透過地面控制點的真實坐標對影像進行正射校正，使照片修正為真實比例，降低影像辨識移動距離時的誤差。

地面控制點和影像平面坐標的轉換關係式如下(Wolf and DeWitt, 2001)：

$$\begin{aligned} X &= \frac{b_1x + b_2y + b_3}{b_4x + b_5y + 1} \\ Y &= \frac{b_6x + b_7y + b_8}{b_4x + b_5y + 1} \end{aligned} \quad (3.3)$$

其中，(X,Y)為實際物理坐標，(x,y)為影像平面坐標， b_i (i=1~8)為轉換係數。將上述兩式以最小二乘法改寫成 3.4 式：

$$TB=Z \quad (3.4)$$

式中

$$T = \begin{bmatrix} x_1 & y_1 & 1 & -x_1X_1 & y_1X_1 & 0 & 0 & 0 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ x_m & y_m & 1 & -x_mX_m & y_mX_m & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & -x_1Y_1 & -y_1Y_1 & x_1 & y_1 & 1 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ 0 & 0 & 0 & -x_1Y_m & -y_1Y_m & x_m & y_m & 1 \end{bmatrix} \quad (3.5)$$
$$B = [b_1, b_2, \dots, b_8]^T$$
$$Z = [X_1, X_2, \dots, X_m, Y_1, Y_2, \dots, Y_m]^T$$

其中，m 代表控制點個數。由 3.5 式可知，欲求出 8 個轉換係數，至少需要四個已知坐標點才可完成影像校正。

3.2.3 影像測速

首先，影像測速需要先在感興趣區域內佈設合適密度的網格，並依研究場域、粒子密度等設定質詢窗(Interrogation Area, IA)的大小。IA 可以解讀為影像匹配過程中的基本單位，一般常見的 IA 尺寸包括 16×16、32×32、64×64 pixel 等，其中心點應與網格中心點對齊。另外還需向外延伸設定搜尋區域(Searching Area, SA)。 SA 的範圍應能包含粒子在 Δt 秒後的移動位置，以確保在進行互相關計算時獲得的峰值是真正粒子移動到的地方。然而 SA 的範圍也非越大越好，因為 SA 越大對計算量的負荷越大，有效設定 SA 的大小可以降低圖像在程式運算的時間。透過圖 3.14 可以簡單示意上述 IA、SA 及網格的相對大小關係，尺寸由大到小分別為 SA 、IA、網格。而圖中淺灰色的部份為感興趣區域，深灰色為原始影像圖像範圍。

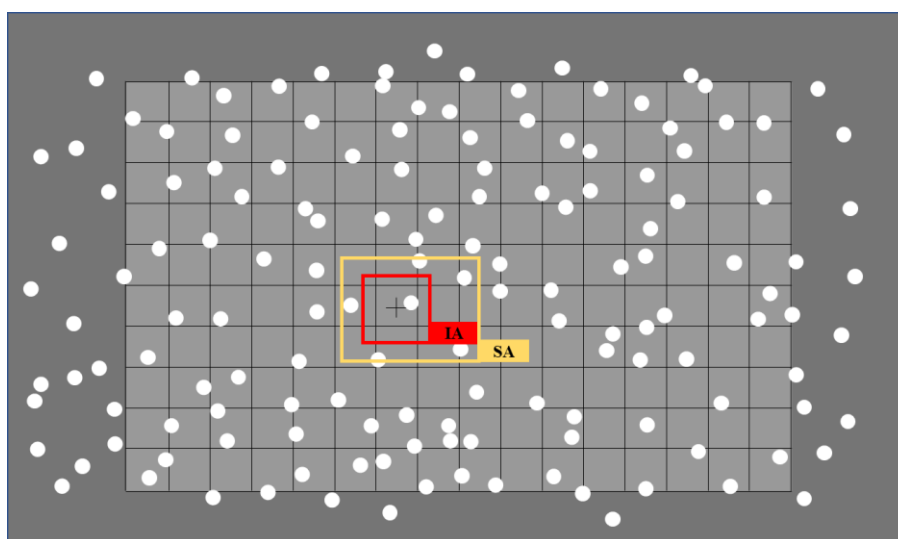


圖3.14 各參數的相對大小示意圖

有了以上的參數即可對影像進行互相關的運算。互相關的概念是將時間 t 秒之 IA 圖像和經過 Δt 秒後於 SA 範圍內移動的數張 IA 圖像相互比較，運算公式如 3.6 式(Wolf and DeWitt, 2001)。



$$R_{ab} = \frac{\sum_{i=1}^{M_x} \sum_{j=1}^{M_y} (A_{ij} - \bar{A}_{ij})(B_{ij} - \bar{B}_{ij})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{M_x} \sum_{j=1}^{M_y} (A_{ij} - \bar{A}_{ij})^2 \sum_{i=1}^{M_x} \sum_{j=1}^{M_y} (B_{ij} - \bar{B}_{ij})^2}} \quad (3.6)$$

其中 R_{ab} 為相關係數； M_x 、 M_y 為 IA 在 X、Y 方向的像素個數； i 、 j 為 IA 內的坐標代號； A 、 B 分別表示時間 t 秒和 $t + \Delta t$ 秒的 IA 像素灰階值； \bar{A} 、 \bar{B} 分別表示時間 t 秒和 $t + \Delta t$ 秒的 IA 平均灰階值。

每個相互匹配的 IA 皆可求得一個相關係數，因此在 SA 的範圍中找尋相關係數最高者(圖 3.15 之峰值)，即可推估時間 t 秒之 IA 圖像於下一時刻最可能的移動距離，進而求出流速。

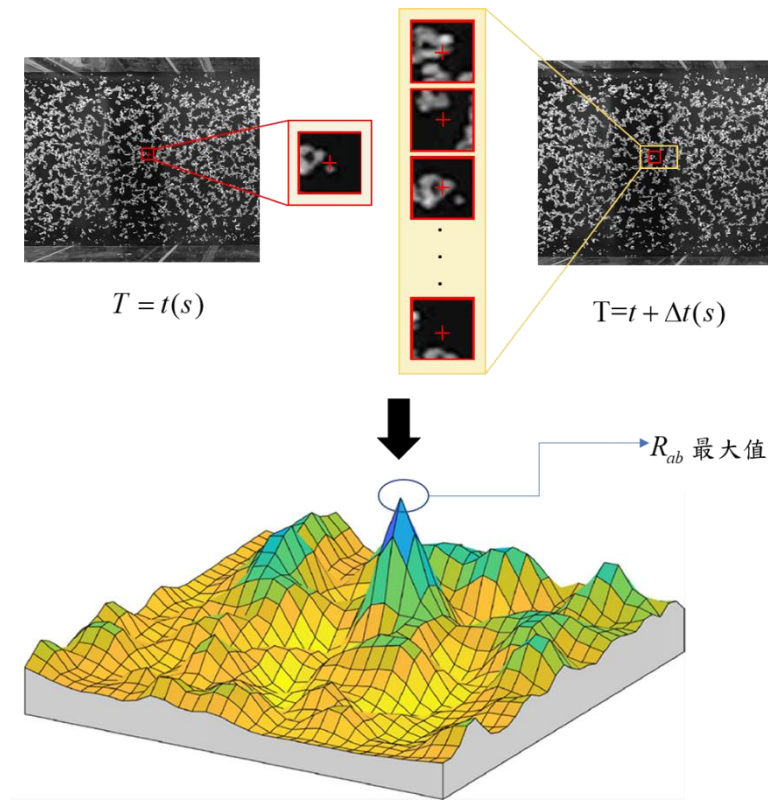


圖3.15 PIV 法互相關計算示意圖

3.3 水下地形模擬

利用 LSPIV 求得表面流速後，可以將流速值帶入淺水波方程式推估水深。基於液面高程不隨時間變化的假設，即可模擬出渠道中的水下地形。本節將從淺水波方程式之推導開始證明，並細述如何藉由有限差分法與 Arakawa C 型網格整理出最終計算的公式。

3.3.1 淺水波方程式

淺水波方程式(Shallow Water Equations, SWEs)是一組二維非線性偏微分型態的方程式，透過三維的 Navier-Stokes 方程式推導而來，由連續方程式與動量方程式所組成。此方程式通常適用於有自由液面、以重力作為主要驅動力、水平方向運動尺度遠大於垂直方向、無明顯的垂直環流交互運動、水深波長比小於 1/20 時的實際問題中使用。目前在水利方面已被用於淹水模擬、預測潮汐、水庫潰壩等等的案例上，應用範圍相當廣泛。

基於本研究已透過影像辨識方法求得表面流速，因此嘗試以淺水波方程式中的連續方程式進行後續的水深計算。在本節的內容裡，選擇以控制體積系統的概念，針對 Navier-Stokes 方程式的連續方程式進行證明，並根據其結果推導淺水波方程式。以下假設流體為穩態、不可壓縮流的條件推導。

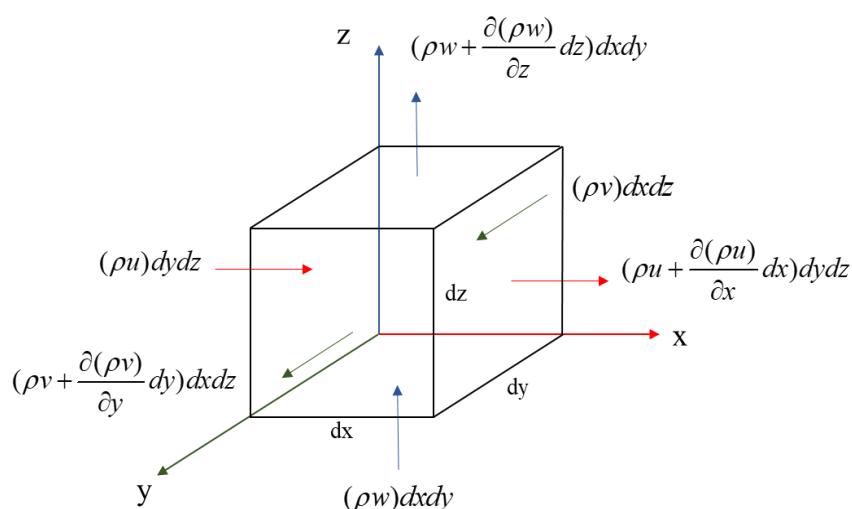


圖3.16 進出於控制體積之通量

首先，在控制體積系統的六個面上標示進出微小元素通量，如圖 3.16 所示。
 dx 、 dy 、 dz 分別為控制體積的長、寬、高； u 、 v 、 w 則表示在 x 、 y 、 z 方向上的分量流速。

當進出質量達平衡時，控制體積之守恆式可寫為：

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} \cdot dx \cdot dy \cdot dz = \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} dx dy dz + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} dx dy dz + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} dx dy dz \quad (3.7)$$

將 3.7 式同除以 $dx dy dz$ ，則可得三維的連續方程式：

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} \quad (3.8)$$

假設流體為穩態、不可壓縮流的前提下，可以在整理成 3.9 式的質量守恆式：

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3.9)$$

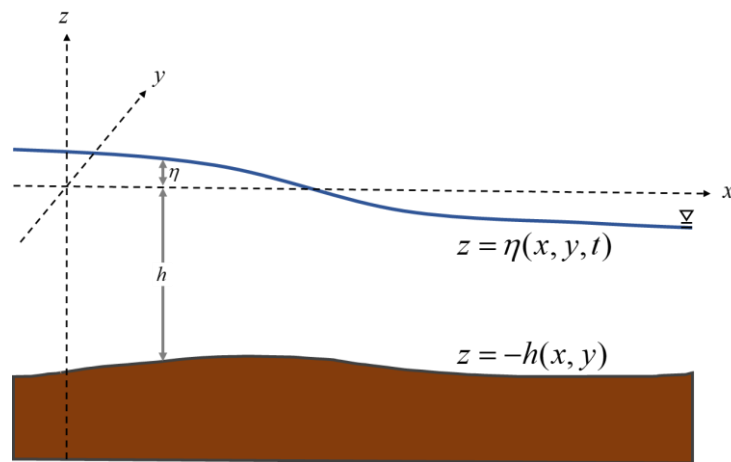


圖3.17 淺水波示意圖

淺水波方程式假設在 z 方向尺度遠小於 x 方向和 y 方向，因此將 3.9 式中的質量守恆式對水深方向進行積分。以下為淺水波之邊界條件：

底床邊界,當 $z=-h$ 時：

$$\left[u \Big|_{z=-h} \frac{\partial(-h)}{\partial x} + v \Big|_{z=-h} \frac{\partial(-h)}{\partial y} + w \Big|_{z=-h} \right] = 0 \quad (3.10)$$



液面邊界,當 $z=\eta$ 時：

$$\left[u \Big|_{z=\eta} \frac{\partial(-h)}{\partial x} + v \Big|_{z=\eta} \frac{\partial(-h)}{\partial y} + w \Big|_{z=\eta} \right] = 0 \quad (3.11)$$

透過 3.9 式的質量守恆式即可對水深方向積分，

$$0 = \int_{-h}^{\eta} \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] dz \quad (3.12)$$

透過萊布尼茨積分法把 3.12 式中各項展開。

$$\begin{aligned} \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial u}{\partial x} dz &= \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{\eta} u dz - u \Big|_{z=-h} \frac{\partial(-h)}{\partial x} + u \Big|_{z=\eta} \frac{\partial(\eta)}{\partial x} \\ \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial v}{\partial y} dz &= \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^{\eta} v dz - v \Big|_{z=-h} \frac{\partial(-h)}{\partial y} + v \Big|_{z=\eta} \frac{\partial(\eta)}{\partial y} \\ \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial w}{\partial z} dz &= w \Big|_{z=\eta} - w \Big|_{z=-h} \end{aligned} \quad (3.13)$$

將 3.13 式整理代回 3.12 式：

$$\begin{aligned} 0 &= \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{\eta} u dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^{\eta} v dz - \left[u \frac{\partial(-h)}{\partial x} + v \frac{\partial(-h)}{\partial y} + w \right] \Big|_{z=-h} \\ &\quad + \left[u \frac{\partial(\eta)}{\partial x} + v \frac{\partial(\eta)}{\partial y} + w \right] \Big|_{z=\eta} \end{aligned} \quad (3.14)$$

從 3.10 式、3.11 式的邊界條件得知，3.14 式的後面兩項為 0。因此可以將 3.14 式整理成 3.15 式：

$$0 = \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{\eta} u dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^{\eta} v dz \quad (3.15)$$

此時以 H 代表 $\eta + h$ ，3.15 式即可整理成本次研究使用的連續方程式形態。

$$\frac{\partial(Hu)}{\partial x} + \frac{\partial(Hv)}{\partial y} = 0 \quad (3.16)$$

3.3.2 數值方法

在計算流體力學中，為克服現實問題難以得到精確的真實解，因此需將方程式中的時間項和空間項離散，以求解近似解的方式逼近實際結果。一般常見的離散化方法包括有限差分法(Finite Difference Methods, FDM)、有限元素法(Finite Element Methods, FEM)和有限體積法(Finite Volume Method, FVM)，可依據求解的問題、定義域、邊界條件等選擇合適的方法。考量本研究無複雜邊界條件情況、控制方程式也為 CFD 常見的非線性雙曲線方程式，因此選擇以 FDM 裡的中央差分進行離散。

本次採用的 Arakawa C 型網格屬於交錯網格(Staggered Grid)的一種，其佈點示意圖如圖 3.18 所示。有別於傳統將所有參數資料皆建立在相同節點上的並置網格(Collocated Grid)，它的特色是將速度分量佈設在單元面上，水深佈設於網格中心節點，讓所有的變量資料相互交錯的散佈在網格點位上。這種佈點方式的優點是可以強制執行耦合運算，降低在壓力場和速度場在耦合過程中產生的震盪與收斂問題，因此在大氣科學、地球物理及海洋力學領域被廣於使用。

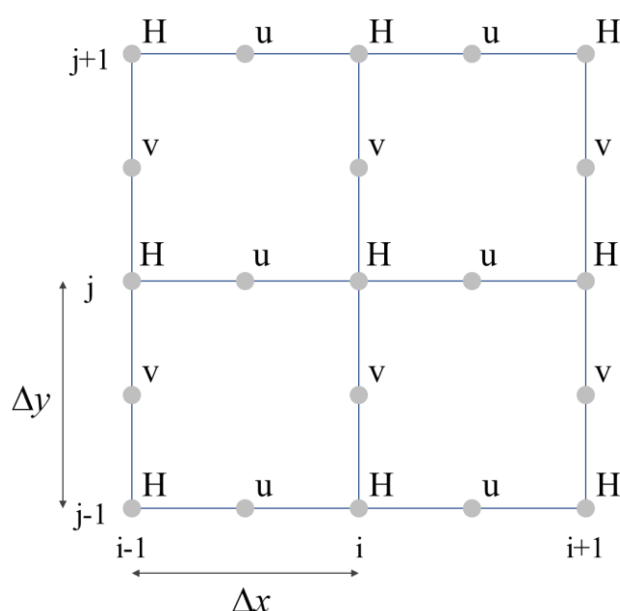


圖3.18 Arakawa C 型網格佈點方式

以下開始說明離散的過程：

首先，透過中央差分法離散，讓 3.16 式的連續方程式改寫成 3.17 式，

$$\frac{\left[(Hu)_{i+\frac{1}{2},j} - (Hu)_{i-\frac{1}{2},j} \right]}{\Delta X} + \frac{\left[(Hv)_{i,j+\frac{1}{2}} - (Hv)_{i,j-\frac{1}{2}} \right]}{\Delta Y} = 0 \quad (3.17)$$

依照圖 3.18 的佈點方式，讓 3.17 式中非整數的網格的水深以鄰近整數網格的平均表示如下：

$$\begin{aligned} (Hu)_{i+\frac{1}{2},j} &= \frac{(Hu)_{i+1,j} + (Hu)_{i,j}}{2} \\ (Hu)_{i-\frac{1}{2},j} &= \frac{(Hu)_{i,j} + (Hu)_{i-1,j}}{2} \\ (Hv)_{i,j+\frac{1}{2}} &= \frac{(Hv)_{i,j+1} + (Hv)_{i,j}}{2} \\ (Hv)_{i,j-\frac{1}{2}} &= \frac{(Hv)_{i,j} + (Hv)_{i,j-1}}{2} \end{aligned} \quad (3.18)$$

把 3.18 式重新帶回 3.17 式，

$$\begin{aligned} &\frac{\left[(Hu)_{i+1,j} + (Hu)_{i,j} \right] - \left[(Hu)_{i,j} + (Hu)_{i-1,j} \right]}{2\Delta X} \\ &+ \frac{\left[(Hv)_{i,j+1} + (Hv)_{i,j} \right] - \left[(Hv)_{i,j} + (Hv)_{i,j-1} \right]}{2\Delta Y} = 0 \end{aligned} \quad (3.19)$$

經移項整理後可得：

$$\frac{\left[(Hu)_{i+1,j} - (Hu)_{i-1,j} \right]}{2\Delta X} + \frac{\left[(Hv)_{i,j+1} - (Hv)_{i,j-1} \right]}{2\Delta Y} = 0 \quad (3.20)$$

第四章 研究結果與討論



本章節先將五組實驗案例獨立介紹，針對個案計算出的表面流速、水深分佈和地形結果進行分析討論。最後小節利用均方根誤差衡量不同案例對於地形推估的精度，並統整變因對底床高程模擬造成的影響；另外藉由平均絕對百分比誤差量化本研究方法準確性。

4.1 案例一

本案例在 $X = 0.7\text{ m}$ 處設置單一突起物，並於初始水深 0.22 m 、流速 0.3 m/s 條件下試驗。透過實驗影像選擇最佳子圖像的尺寸，嘗試在簡易地形情況下，本研究方法能否求得真實的底床高程，並推估突起物對底床模擬結果的影響範圍。

4.1.1 ADV 擬合結果

搭配圖 3.6 中的配置進行 ADV 量測，12 個點位個別擬合出的流速剖線如圖 4.1 所示。根據擬合結果發現，斷面二(編號 5~8 號) 因底床抬升造成通水斷面束縮，水流經過速度加快、流速剖線斜率也變得更陡。各點位估計表面流速值如表 4.1，三個斷面平均流速分別為 0.297 m/s 、 0.351 m/s 及 0.308 m/s 。

表4.1 案例一 ADV 量測之表面流速

斷面一 ($X=0.2\text{m}$)		斷面二 ($X=0.7\text{m}$)		斷面三 ($X=1.2\text{m}$)	
編號	流速(m/s)	編號	流速(m/s)	編號	流速(m/s)
1	0.3022	5	0.3519	9	0.3089
2	0.2926	6	0.3556	10	0.3097
3	0.2981	7	0.3530	11	0.3124
4	0.2969	8	0.3455	12	0.3000
平均流速: 0.297m/s		平均流速: 0.351m/s		平均流速: 0.308m/s	

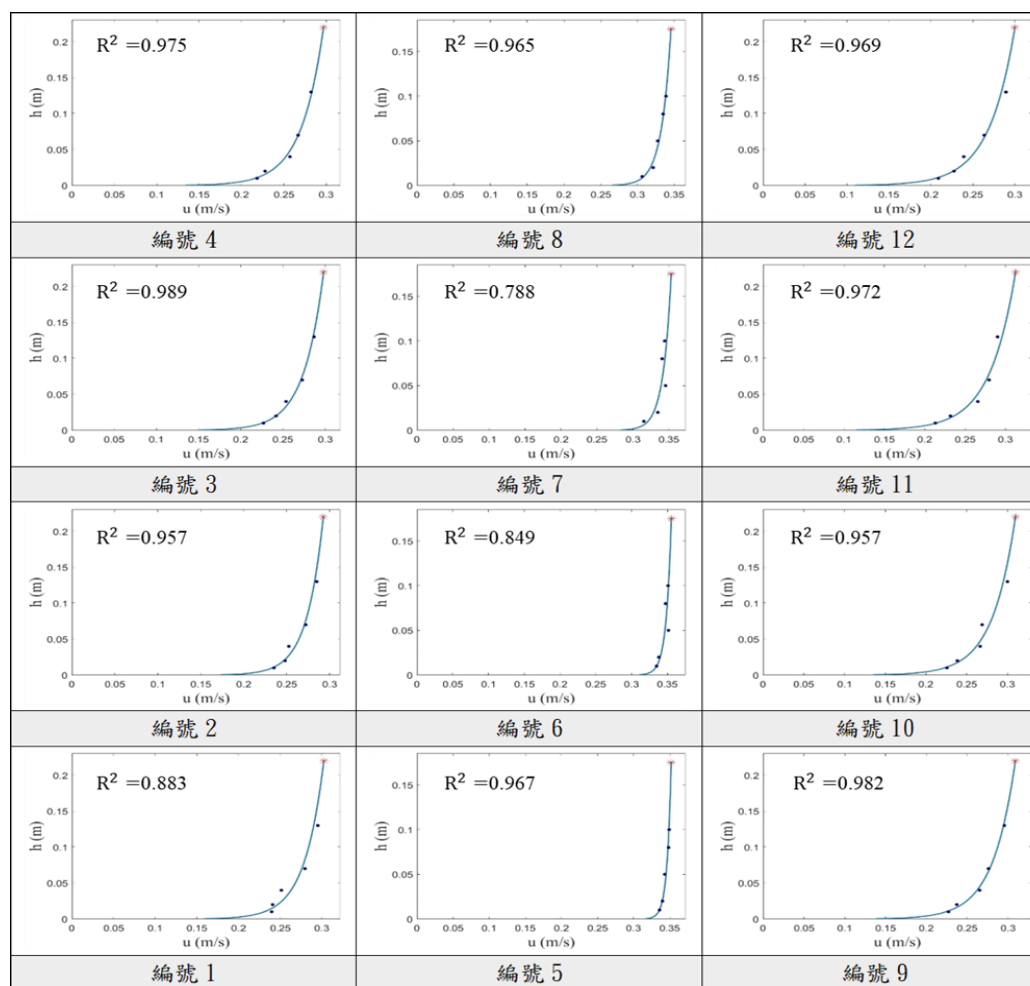


圖4.1 案例一個點位流速剖線擬合結果

4.1.2 質詢窗尺寸選擇

將不同質詢窗尺寸($IA=16 \times 16$ pixel、 $IA=32 \times 32$ pixel、 $IA=64 \times 64$ pixel)分別帶入計算表面流速。根據圖 4.2 中的結果呈現，上述 IA 尺寸皆有辦法成功顯現流速從平穩、加速、再恢復平穩的趨勢。其中以 16×16 pixel 之 IA 計算效果最差，雖然 IA 範圍越小越能辨識流場中細節的流動，但若小範圍內粒子分布數量不足反而會造成流速計算上的誤差，產生圖 4.2.a 中鄰近網格速度變化大的情況發生。

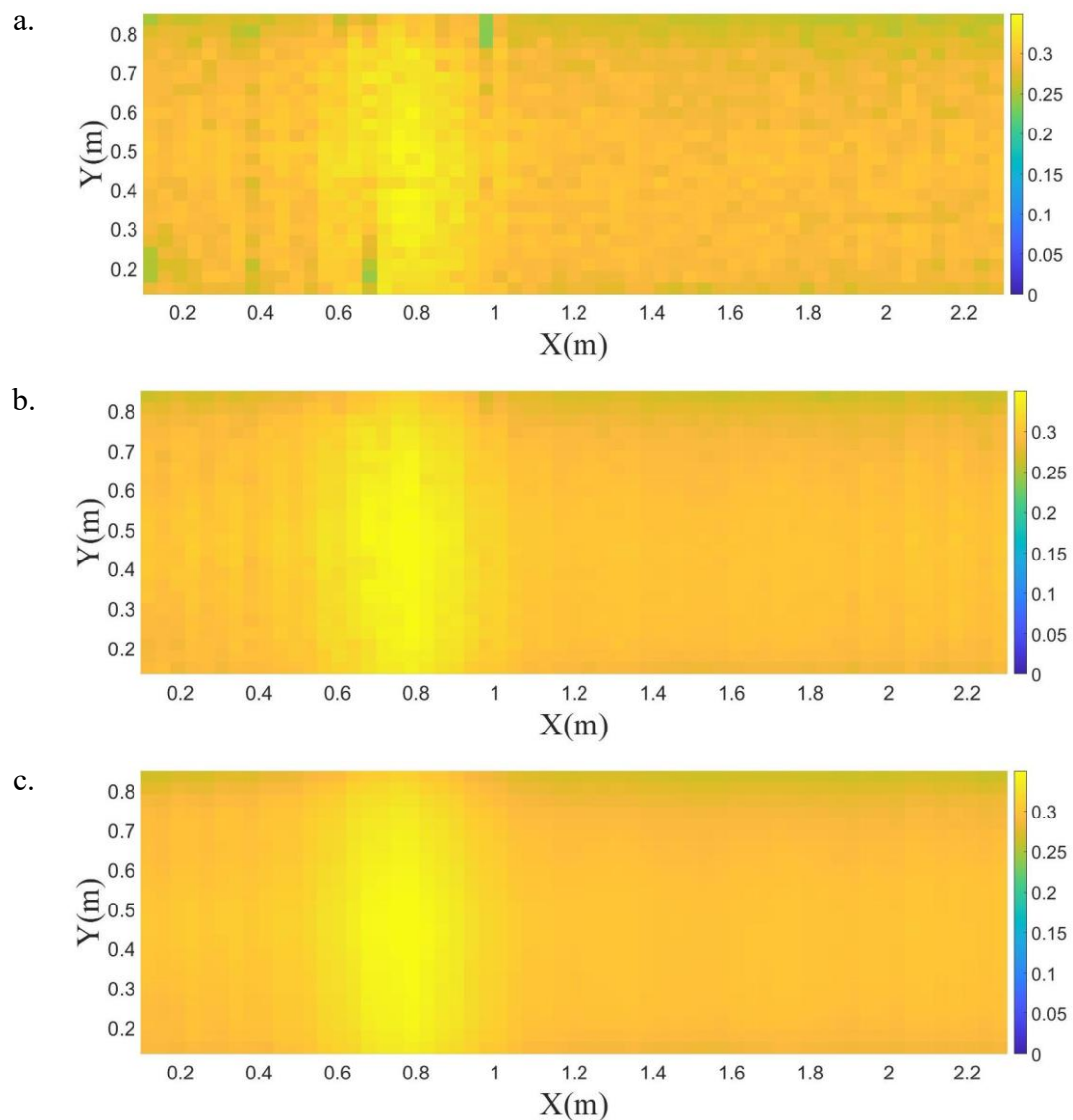


圖4.2 不同 IA 之反算表面流速分布圖

a. $IA = 16 \times 16$ pixel ; b. $IA = 32 \times 32$ pixel ; c. $IA = 64 \times 64$ pixel

將圖 4.2 中的二維流場對 Y 方向平均，繪製成一維的流速分布圖(圖 4.3)。圖中藍線更明顯表示 16×16 pixel 流速起伏大、估算流速值較其他兩者低的結果。而 32×32 pixel 與 64×64 pixel 的斷面平均流速曲線則相當貼近，因此再將 LSPIV 流速結果與 ADV 量測的 12 個點位相互比較，並計算各點相對誤差，最終誤差較低的子圖像尺寸即為最佳 IA。統計結果如表 4.2 表 4.2 所示，LSPIV 獲得的表面流速值大多都會低於 ADV 擬合結果。 64×64 pixel 除了在編號 9、12 的位置計算出大於 32×32 pixel 之相對誤差，其餘 10 個點位的相對誤差均比 32×32 pixel 小，同時誤差幾乎都在 5 % 以下，因此選擇 64×64 pixel 作為本研究最佳質詢窗大小設定。

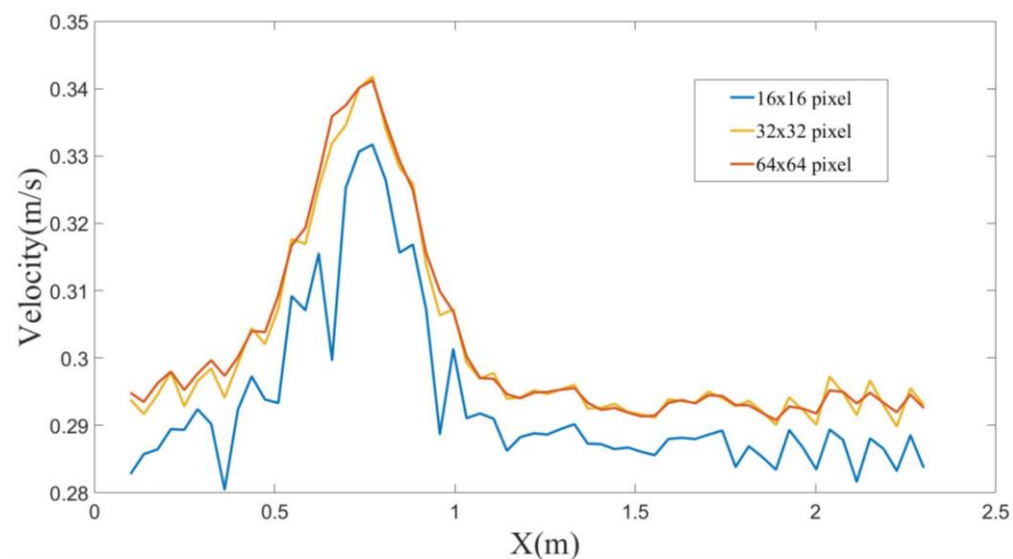


圖4.3 不同 IA 之一維表面流速分布圖

表4.2 案例一三種 IA 觀測之表面流速相對誤差

16×16 pixel					
編號	誤差	編號	誤差	編號	誤差
1	-8.74%	5	-5.42%	9	-6.30%
2	-0.65%	6	-4.76%	10	-3.17%
3	0.26%	7	-6.82%	11	-5.07%
4	-8.88%	8	-6.90%	12	-7.06%
32×32 pixel					
編號	誤差	編號	誤差	編號	誤差
1	-2.54%	5	-4.43%	9	-4.70%
2	4.70%	6	-3.41%	10	-3.49%
3	1.72%	7	-3.32%	11	-5.02%
4	-4.25%	8	-7.64%	12	-5.43%
64×64 pixel					
編號	誤差	編號	誤差	編號	誤差
1	-1.92%	5	-4.10%	9	-4.79%
2	4.12%	6	-2.82%	10	-2.77%
3	1.21%	7	-3.06%	11	-4.39%
4	-2.81%	8	-6.31%	12	-5.65%

4.1.3 表面流速推估水深結果

選擇 64×64 pixel 的表面流速結果帶入淺水波方程式運算，即可計算出圖 4.4 的二維水深分布。由圖上清楚顯示因底床抬升造成水深降低的現象。考慮本研究區域內的水深僅 20 cm 左右，所有些微的觀測誤差皆會導致相對誤差的差異變化大。加上透過肉眼判讀邊壁上的皮尺刻度觀測水深，本身就容易因為觀察者角度問題而產生不同見解。故本小節雖有計算相對誤差，但並不強調水深之相對誤差值為何，反而認為斷面彼此相對誤差變化趨勢更為重要。表 4.3 列出三個斷面的觀測水深、計算水深及相對誤差，最大的誤差會發生在底床突起物最高點。

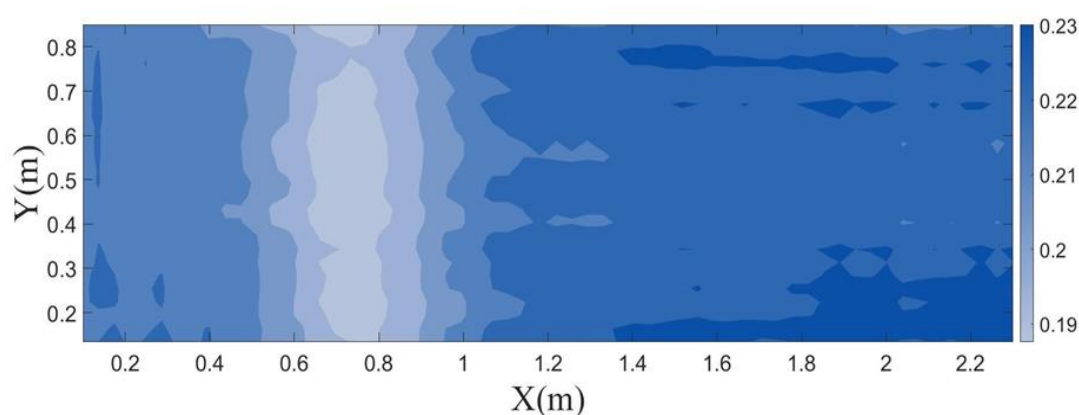


圖4.4 案例一水深結果

表4.3 案例一水深之相對誤差

	斷面一 (X=0.2m)	斷面二 (X=0.7m)	斷面三 (X=1.2m)
觀測水深 (m)	0.22	0.175	0.22
計算水深 (m)	0.218	0.193	0.224
誤差 (%)	-0.94	10.08	1.88

4.1.4 地形結果分析與討論

本研究案例一繪製的三維地形結果如圖 4.5 所示，圖中越接近白色的區域代表地勢較高，反之顏色越深則代表地勢越低。評估底床高程在 Y 方向的反演均勻，三維結果平滑也無發散的情況發生，因此選擇將三維地形進行斷面平均，並以二維成果套疊真實二維地形相互比較(圖 4.6)。同時比對模擬結果與真實地形相減得到的誤差圖(圖 4.7)，將案例一受突起物影響的範圍分成 A、B、C 三個部分。從圖 4.6 和圖 4.7 可以觀察到以下現象：

1. B 部分屬突起物設置範圍。底床最高點坐標應位於 $X = 0.7 \text{ m}$ 、 $Z = 0.04 \text{ m}$ ，然而經過計算後得到的地形結果最高點會略為降低並往後方偏移 0.07 m 。
2. A、C 部分位在圓弧形長檻的上下游區域，其計算結果皆會有明顯高估的趨勢，誤差隨著接近突起物而增加。其中又以 C 部分最接近檻處觀測到的誤差值最大，具有 0.02 m 的誤差。
3. 以 $Z = 0 \text{ m}$ 作為基準面，計算出圓弧形突起物底寬為 1.044 m ，大約是真實突起物底寬的三倍。

本研究根據上述三點認為，底床設置突起物對周圍區域內的地形模擬有一定的影響。透過 A、C 部分的距離推測，突起物的影響範圍會是突起物前方一個底寬到後方一個底寬之間。因此後續實驗會依此變更不同底床的配置，並以 d 作為檻寬的代號。

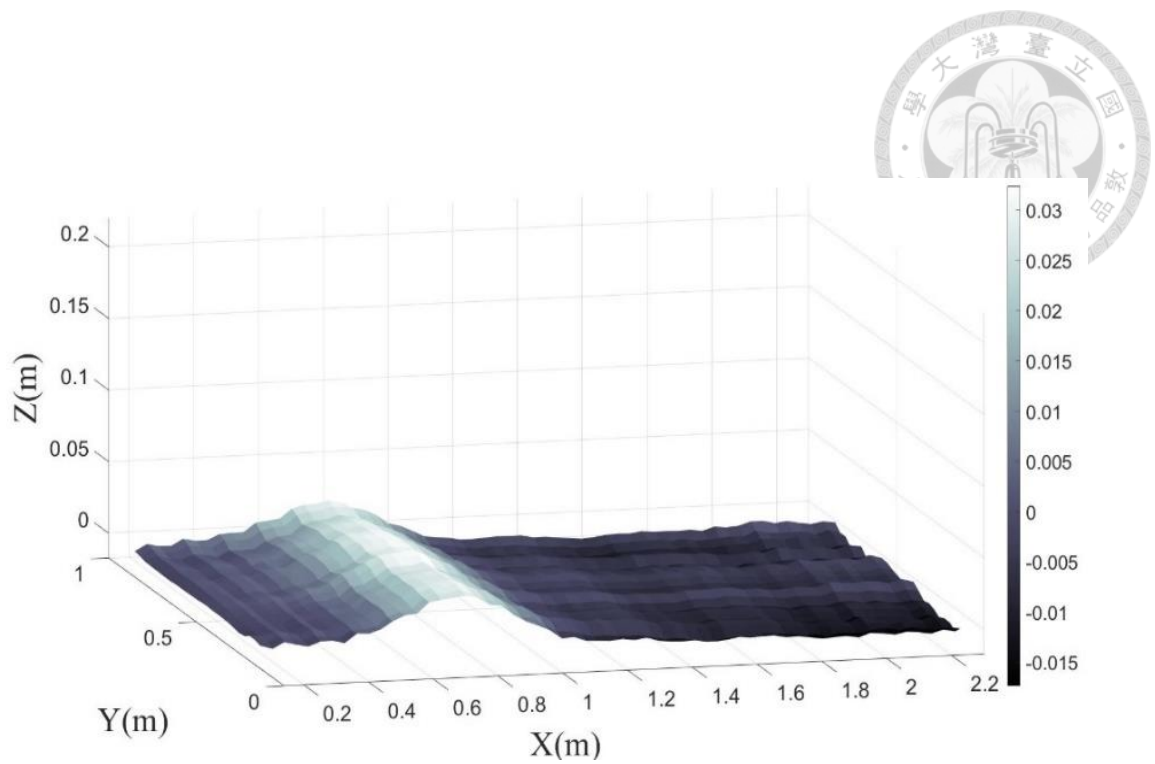


圖4.5 案例一 3D 地形結果圖

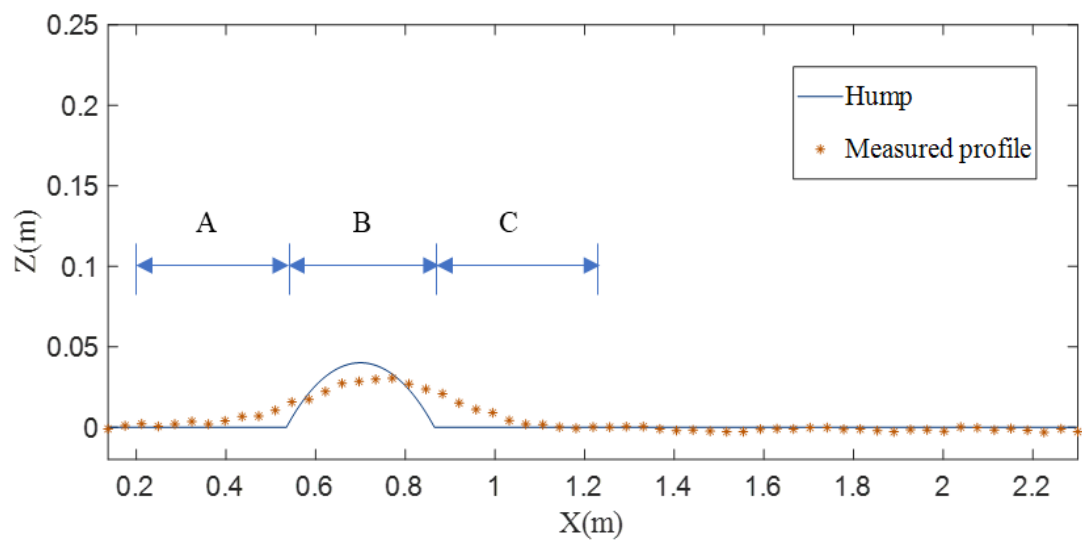


圖4.6 案例一 2D 地形結果圖

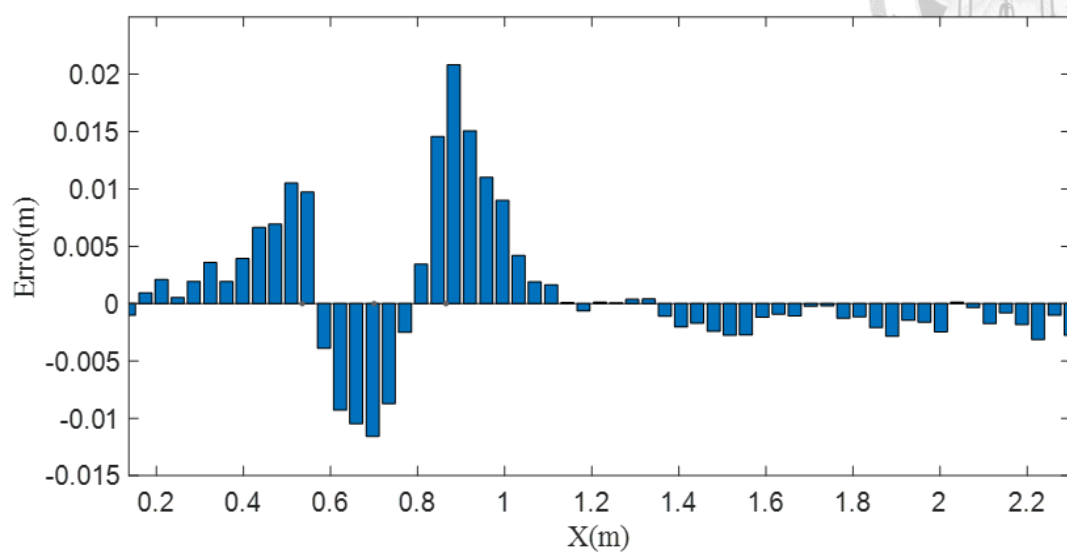


圖4.7 案例一地形誤差圖

4.2 案例二

基於案例一對突起物影響範圍之推測，案例二於案例一後方 2d 的位置($X = 1.7\text{ m}$)多放入另一個相同規格的圓弧形長檻使地形複雜化。若案例一推論合理，案例二突起物間的地形結果應不受突起物影響範圍干擾，能夠成功計算出中間平坦段地形。

4.2.1 影像辨識流速與 ADV 擬合結果驗證

1. ADV 擬合表面流速結果

本案例的 ADV 量測需搭配圖 3.7 的配置進行，20 個點位個別擬合出流速剖面如圖 4.8 所示。各點擬合表面流速結果列於表 4.4，五個斷面平均流速分別為 0.291 m/s 、 0.322 m/s 、 0.278 m/s 、 0.321 m/s 、 0.274 m/s 。從表上數據顯示，突起物上方的斷面擬合平均流速結果相距不大，兩者皆在 0.32 m/s 左右。其餘三個平坦段中以斷面一流速稍微快了一些，斷面三、五平均流速接近。

表4.4 案例二 ADV 量測之表面流速

斷面一 ($X=0.2\text{m}$)		斷面二 ($X=0.7\text{m}$)		斷面三 ($X=1.2\text{m}$)		斷面四 ($X=1.7\text{m}$)		斷面五 ($X=2.3\text{m}$)	
編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)
1	0.3031	5	0.3349	9	0.2908	13	0.3351	17	0.2880
2	0.2983	6	0.3280	10	0.2857	14	0.3313	18	0.2815
3	0.2891	7	0.3092	11	0.2722	15	0.3064	19	0.2629
4	0.2754	8	0.3152	12	0.2640	16	0.3104	20	0.2649
平均流速: 0.291m/s		平均流速: 0.322m/s		平均流速: 0.278m/s		平均流速: 0.321m/s		平均流速: 0.274m/s	

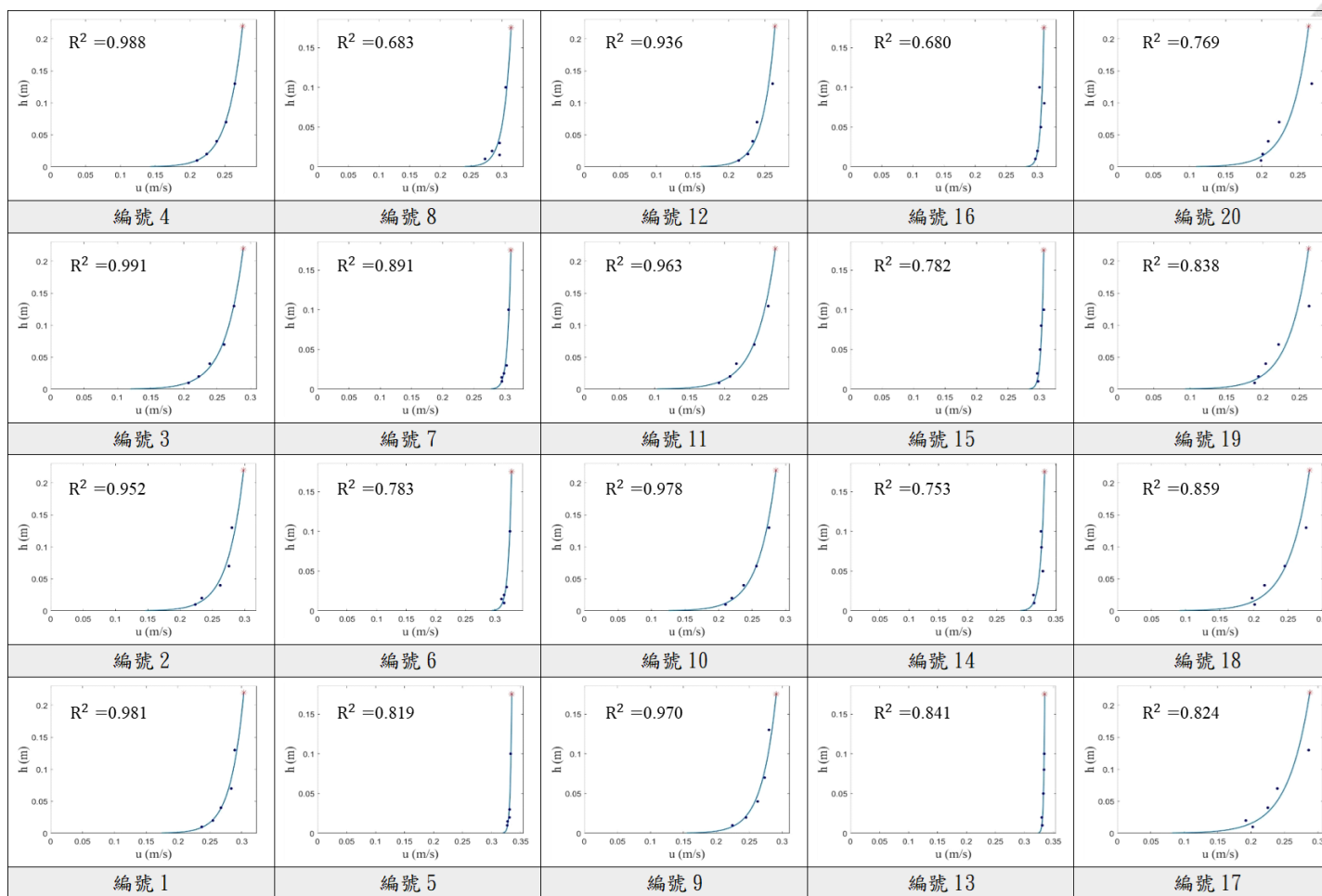
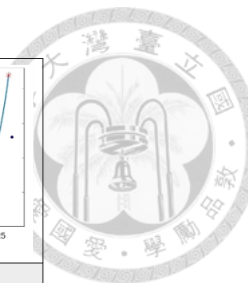


圖4.8 案例二各點位流速剖線擬合

2. LSPIV 辨識表面流速結果

圖 4.9 是透過 LSPIV 計算出的表面流速分布圖。比對 ADV 觀測的 20 個點位，並將其表面流速值列於表 4.5 中。比較表 4.4 和表 4.5 各點位的表面流速結果可知，案例二利用影像辨識出來的表面流速值明顯低估，特別是在靠近邊壁的位置(編號 1、5、9、13、17)。與圖 4.10 中的原始影像比對(紅框表示上述五點的位置)，可發現通過此區域的示蹤粒子數太少，因此推測是子圖像內的特徵不足導致流速計算誤差增加，以致 20 個觀測點位上的流速結果約低估 6.84 %。

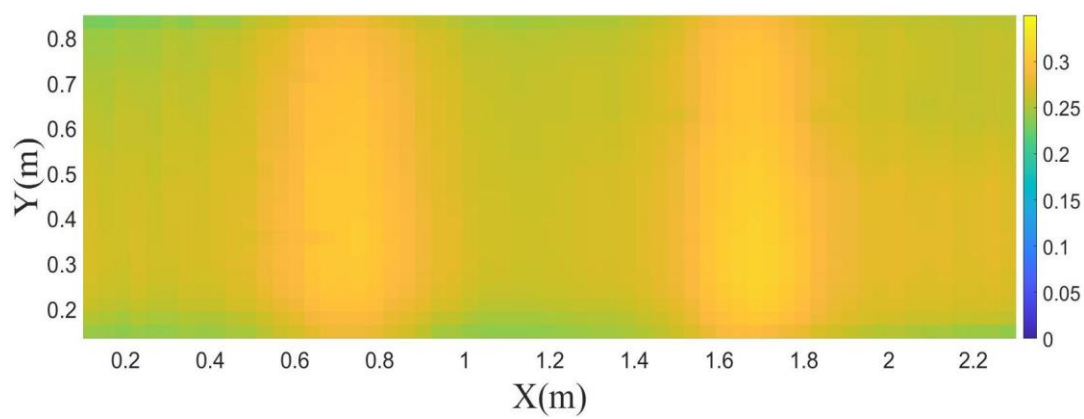


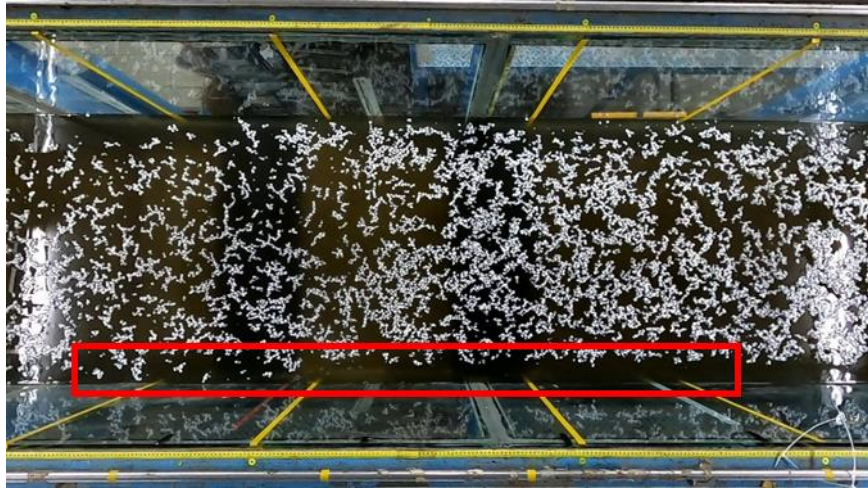
圖4.9 案例二 LSPIV 量測之表面流速分布圖

表4.5 案例二 LSPIV 量測之表面流速

斷面一 (X=0.2m)		斷面二 (X=0.7m)		斷面三 (X=1.2m)		斷面四 (X=1.7m)		斷面五 (X=2.3m)	
編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)
1	0.2535	5	0.2917	9	0.2517	13	0.3031	17	0.2608
2	0.2676	6	0.3047	10	0.2658	14	0.3113	18	0.2742
3	0.2622	7	0.3007	11	0.2632	15	0.3028	19	0.2625
4	0.2493	8	0.2938	12	0.2570	16	0.2955	20	0.2602
平均流速:0.258m/s		平均流速:0.298m/s		平均流速:0.259m/s		平均流速:0.303m/s		平均流速:0.264m/s	



a.



b.



c.



圖4.10 案例二實驗粒子分布情況

a. $T = 1 \text{ s}$ b. $T = 3 \text{ s}$ c. $T = 5 \text{ s}$

4.2.2 表面流速推估水深結果

帶入圖 4.9 之表面流速結果運算，得到的水深分布如圖 4.11。觀測先前流速被低估的位置($Y=0.2\text{ m}$)，其水深結果的確比同斷面的水深高。和皮尺觀測的五個斷面水深相比(表 4.6)，三個平坦段之計算水深結果與觀測水深誤差不大，分別為-0.24 %、-1.18 %、1.68 %，而兩突起物中心斷面水深結果也僅差 0.001 m，表示後方突起物並沒有受到前方突起物的影響範圍干擾。

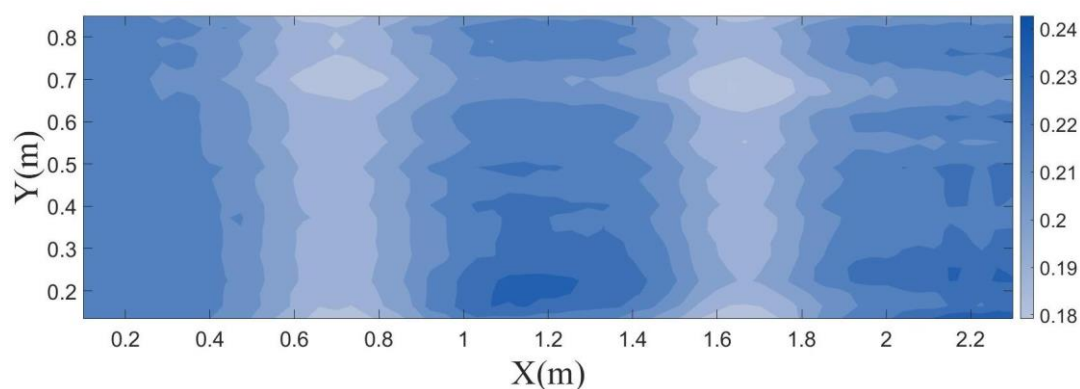


圖4.11 案例二水深結果

表4.6 案例二水深之相對誤差

	斷面一 ($X=0.2\text{m}$)	斷面二 ($X=0.7\text{m}$)	斷面三 ($X=1.2\text{m}$)	斷面四 ($X=1.7\text{m}$)	斷面五 ($X=2.3\text{m}$)
觀測水深(m)	0.22	0.175	0.22	0.175	0.22
計算水深 (m)	0.219	0.191	0.223	0.192	0.224
誤差 (%)	-0.24%	8.88%	-1.18%	9.89%	1.68%

4.2.3 地形結果分析與討論

案例二的三維地形結果如圖 4.12 所示。延續案例一的方式，透過圖 4.13 的二維地形結果和圖 4.14 的誤差分布分析模擬地形高程結果，並將影響區域劃分為五個部分討論。以下是觀察到的現象：

1. II、IV 部分為突起物設置範圍，對照案例一圖 4.6 中的分類為 B 區。II 區的突起物最高點計算結果和案例一趨勢相同，都是略為下降並向後方偏移。而 IV 區雖然最高點高程較接近真實地形高度，但整體圓弧形突起物地形會往前方偏移 0.03m。
2. I、V 部分屬於圓弧形長檻的上下游區域，對比案例一圖 4.6 中的分類為 A、C 區。此區域內的模擬地形結果多會高於真實底床，且誤差隨著接近突起物而增加。
3. III 部分地形的前段屬於 C 區，後段屬於 A 區。突起物間的平坦段地形可以估算出來，和初始預期結果一致。

因此根據以上現象與分析結果認為，在流速 0.3 m/s 情況進行試驗，案例一推測的突起物影響範圍是合理的。因此案例三會將圓弧形長檻的距離縮短，讓兩突起物的影響範圍重疊，嘗試以更複雜的地形條件來驗證本研究方法是否仍可計算出真實地形高程。

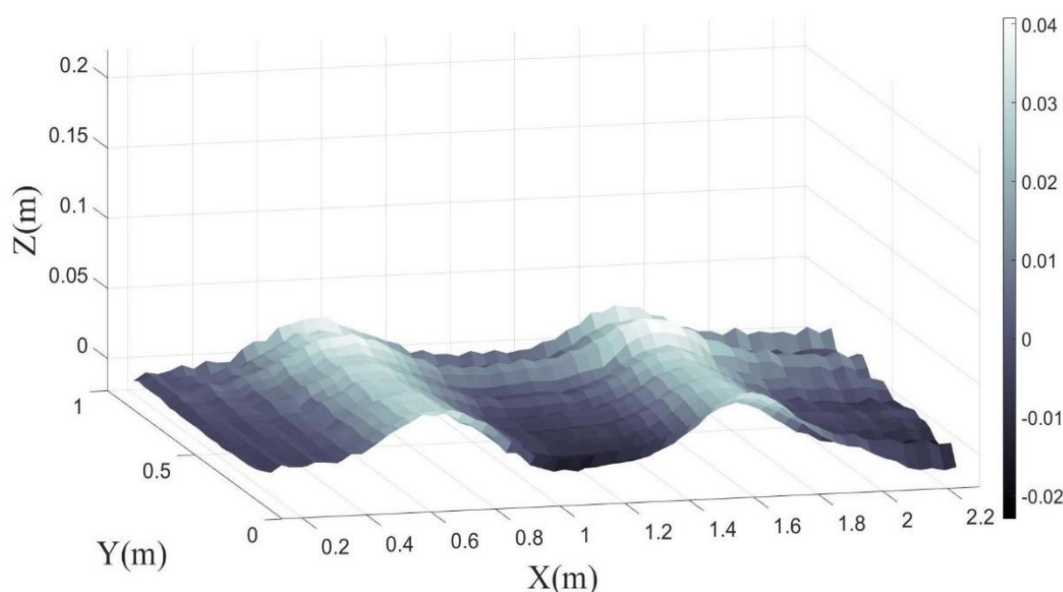


圖4.12 案例二 3D 地形結果

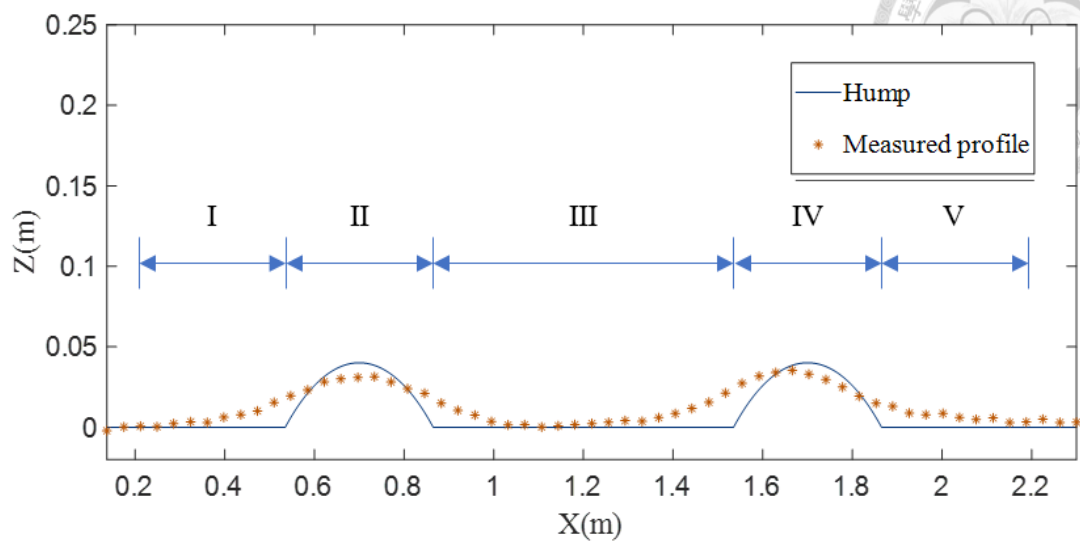


圖4.13 案例二 2D 地形結果

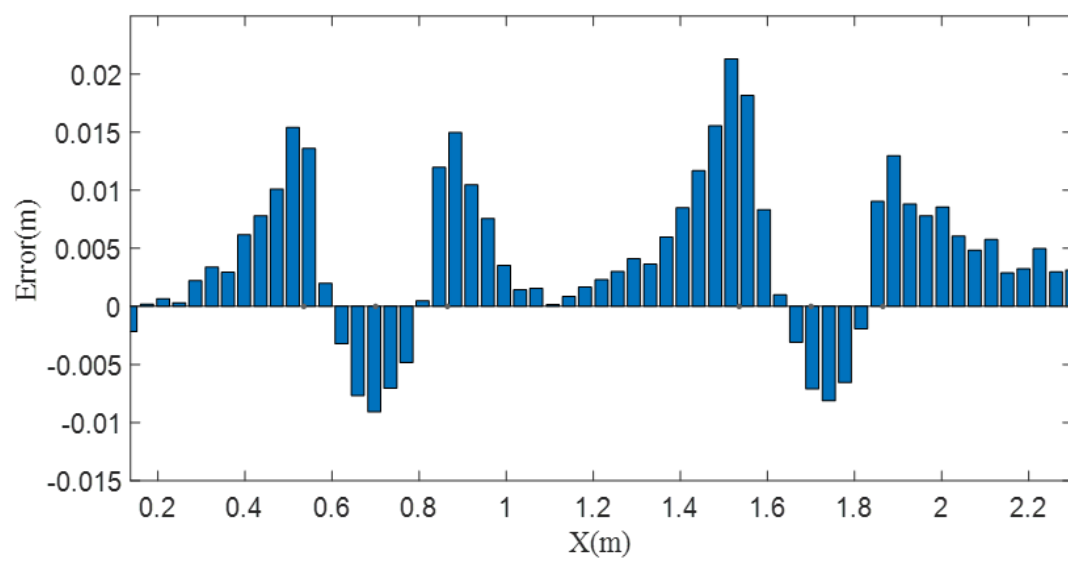


圖4.14 案例二地形誤差



4.3 案例三

本案例將案例二原本在 $X = 1.7 \text{ m}$ 的圓弧形長檻往前移置 $X = 1.35 \text{ m}$ 處，使突起物間距僅剩 d 。若案例一推論合理，突起物之間的地形結果即會受到兩個檻的影響區域重疊，造成突起物間平坦段地形計算成果較不準，甚至無法分辨出兩突起物形狀的情況出現。

4.3.1 影像辨識流速與 ADV 擬合結果驗證

1. ADV 擬合表面流速結果

以圖 3.8 的配置進行 ADV 量測，20 個點位個別擬合出的流速剖線如圖 4.15 所示。各點對應的表面流速結果列於表 4.7，五個斷面平均流速分別為 0.3 m/s 、 0.348 m/s 、 0.315 m/s 、 0.35 m/s 、 0.312 m/s 。突起物上方斷面的擬合平均流速結果相距不大，皆在 0.35 m/s 左右。其他平坦地形上的三個斷面平均流速，以介於突起物之間的斷面三最高。

表4.7 案例三 ADV 量測之表面流速

斷面一 ($X=0.2\text{m}$)		斷面二 ($X=0.7\text{m}$)		斷面三 ($X=1.05\text{m}$)		斷面四 ($X=1.35\text{m}$)		斷面五 ($X=1.85\text{m}$)	
編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)
1	0.3069	5	0.3580	9	0.3163	13	0.3605	17	0.3170
2	0.3001	6	0.3505	10	0.3190	14	0.3591	18	0.3122
3	0.3002	7	0.3431	11	0.3184	15	0.3404	19	0.3174
4	0.2918	8	0.3395	12	0.3058	16	0.3380	20	0.3013
平均流速:0.300m/s		平均流速:0.348m/s		平均流速:0.315m/s		平均流速:0.350m/s		平均流速:0.312m/s	

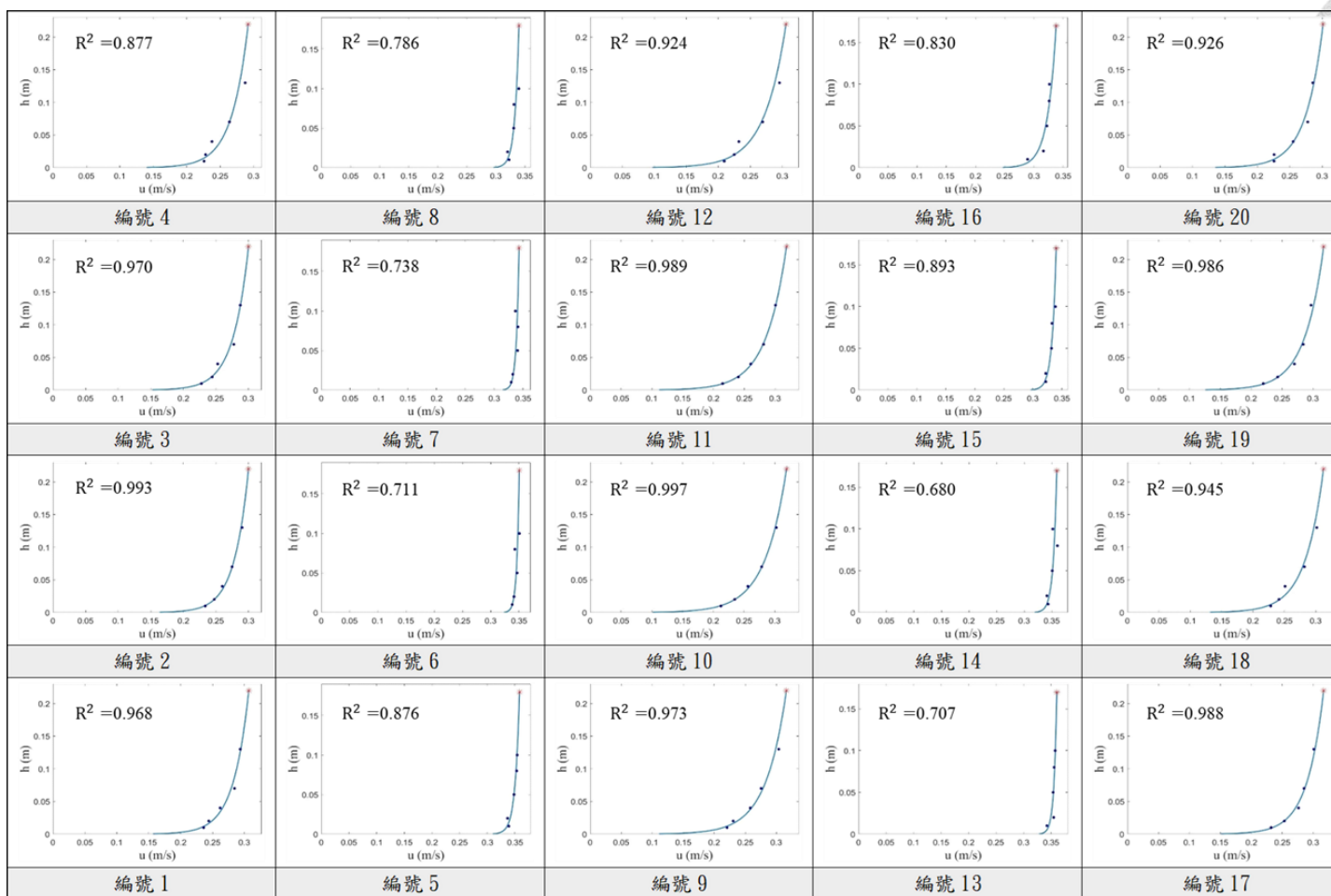
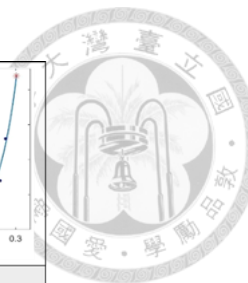


圖4.15 案例三各點位流速剖線擬合結果

2. LSPIV 辨識表面流速結果

利用 LSPIV 計算出的表面流速分布如圖 4.16，圖中仍可清楚顯現水流通過突起物斷面流速會增加的特性，並沒有因為底床地形變複雜，導致影像辨識流速有極值產生。對應 ADV 觀測的 20 個點位，各點之表面流速值列於表 4.8 中。五個斷面計算出的流速分別為 0.303 m/s、0.343 m/s、0.303 m/s、0.339 m/s、0.297 m/s。與表 4.7 ADV 量測之斷面流速比較，五個斷面中除了斷面一的平均流速結果高於 ADV 擬合值 0.003 m/s，其他斷面流速皆會低估，平均所有觀測點之流速誤差約低估 2.39 %。

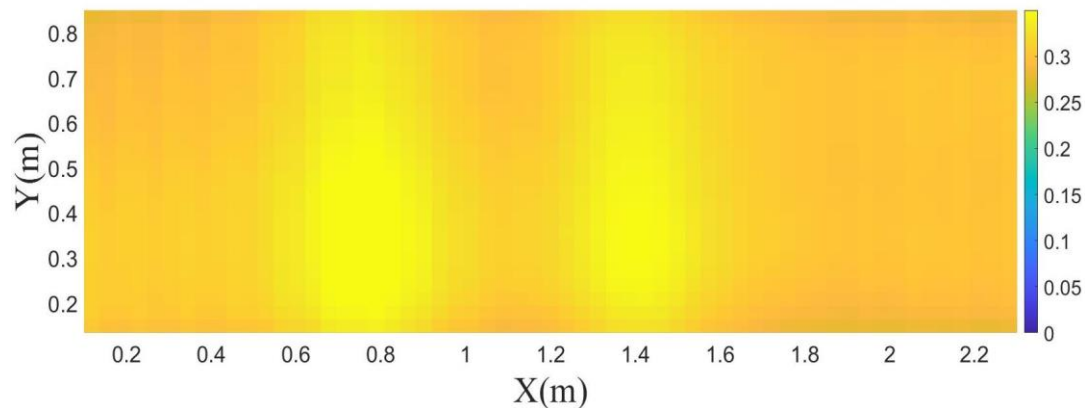


圖4.16 案例三 LSPIV 量測之表面流速分布圖

表4.8 案例三 LSPIV 量測之表面流速

斷面一 (X=0.2m)		斷面二 (X=0.7m)		斷面三 (X=1.05m)		斷面四 (X=1.35m)		斷面五 (X=1.85m)	
編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)
1	0.3071	5	0.3451	9	0.3010	13	0.3345	17	0.2886
2	0.3117	6	0.3534	10	0.3120	14	0.3488	18	0.3012
3	0.3008	7	0.3418	11	0.3034	15	0.3403	19	0.3001
4	0.2918	8	0.3305	12	0.2974	16	0.3311	20	0.2966
平均流速:0.303m/s		平均流速:0.343m/s		平均流速:0.303m/s		平均流速:0.339m/s		平均流速:0.297m/s	

4.3.2 表面流速推估水深結果

以圖 4.16 表面流速結果帶入淺水波方程式運算，即可獲得圖 4.17 的二維水深分布。從圖上可以發現，當水流以 0.3 m/s 的速度通過突起物間距 d 的複雜地形，水深分布仍呈現正確的趨勢。不過在第一個突起物後方位置(約在 $X = 1$ m 處)， Y 方向水深開始出現些微的不對稱。與皮尺觀測的五個斷面水深相比(表 4.9)，平坦段水深計算值與水深觀測值誤差不大，突起物中心斷面水深計算值會高估了水深觀測值，與案例一的水深結果趨勢一致。不過在雙突起物間隔 d 的底床設置下，斷面四的相對誤差會是前者的兩倍，因此初步認為在地形模擬上後方突起物的結果會較差。

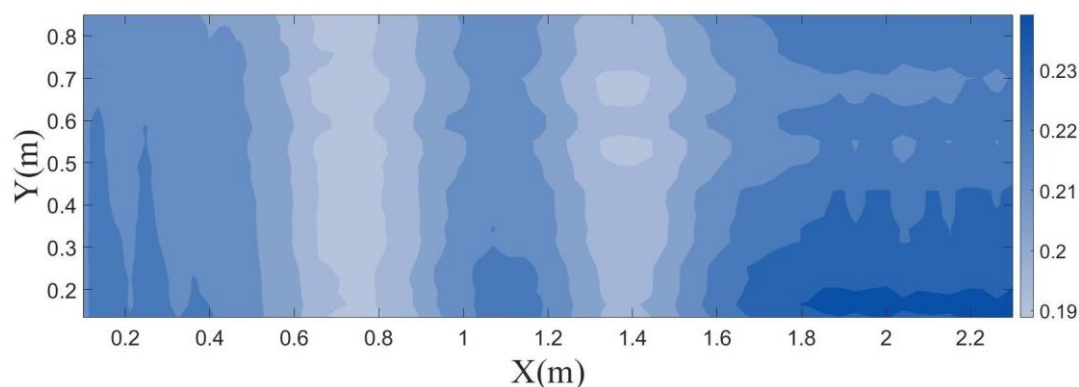


圖4.17 案例三水深結果

表4.9 案例三水深之相對誤差

	斷面一 ($X=0.2m$)	斷面二 ($X=0.7m$)	斷面三 ($X=1.05m$)	斷面四 ($X=1.35m$)	斷面五 ($X=1.85m$)
觀測水深(m)	0.22	0.18	0.22	0.17	0.22
計算水深 (m)	0.219	0.193	0.219	0.197	0.229
誤差 (%)	-0.36%	7.20%	-0.34%	15.83%	3.90%

4.3.3 地形結果分析與討論

案例三之三維地形結果如圖 4.18 所示。依照案例一的方式，以圖 4.19 的二維地形結果搭配圖 4.20 的誤差分布進行地形計算成果分析。將突起物影響區域分為五個部分說明，以下是觀察到的現象：

1. II、IV 部分為突起物設置範圍，為圖 4.6 中的 B 區。此區間內高程計算結果皆低於真實地形，其中比較地形模擬結果的兩個最高點，IV 區推估的最高點比 II 區低 0.004 m。與案例二相比，此區域對於突起物最高點的高程預測結果較差。
2. I、V 部分屬於圓弧形長檻的上下游區域，為圖 4.6 中的 A、C 區。其推算結果與案例一、二相同，皆有高估的趨勢，且誤差隨著接近突起物而增加。
3. III 部分為兩突起物影響範圍之重疊區域，此部份模擬成果完全無法顯現位於平坦段的區域地形。
4. 在本案例中，第一個圓檻型突起物的地形計算結果與案例一雷同，並沒有因為後方多放置突起物對前者造成影響。然而後方突起物的整體地形高程比前方突起物結果低，推測是因為此區域仍受到前方突起物之影響範圍干擾所致。

根據案例三的試驗可以得知，雖然影響範圍重疊確實會影響突起物間平坦地形的底床推估，但從地形高程結果和整體趨勢來看，本研究方法對於連續變化的地形模擬是可行的。因此後面的案例會延續案例二與案例三之底床設置，藉此變換流速試驗，評估流速變動對地形模擬是否會有影響。

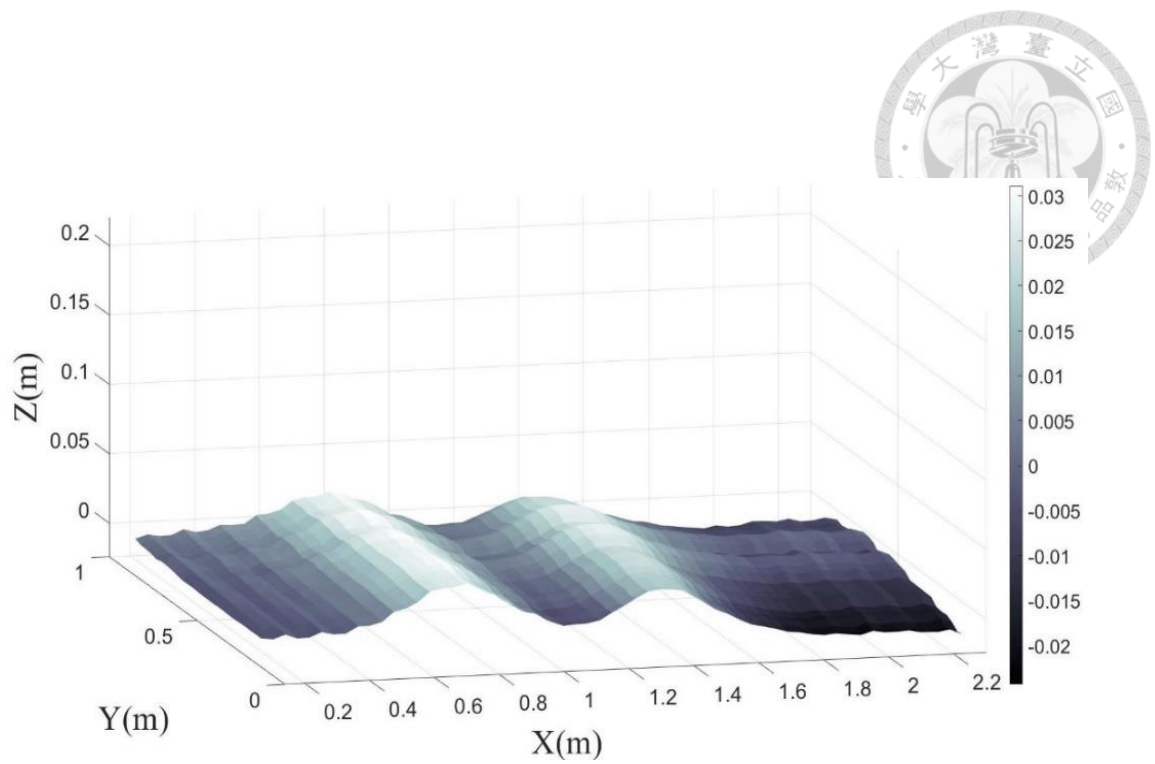


圖4.18 案例三 3D 地形結果

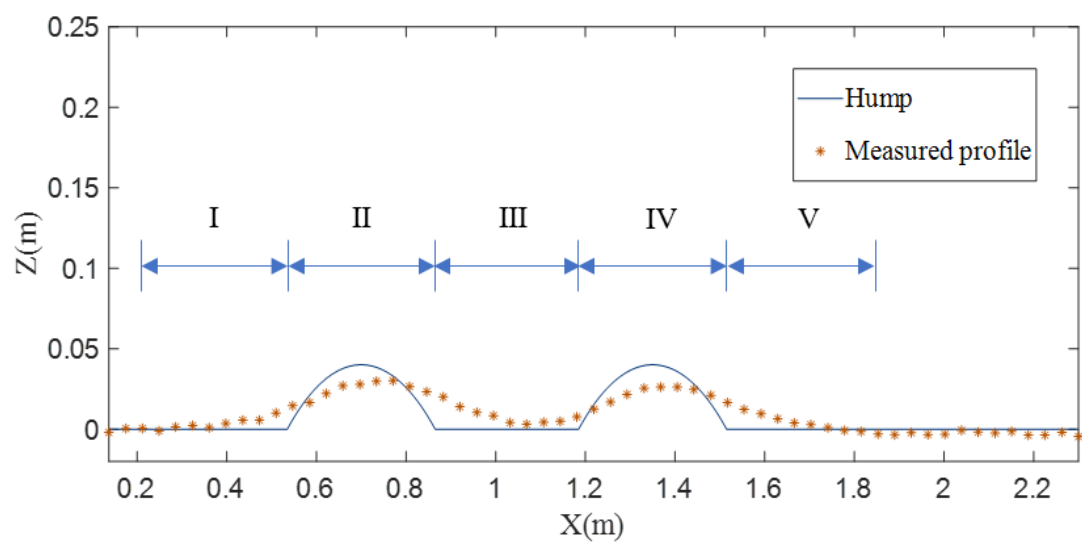


圖4.19 案例三 2D 地形結果

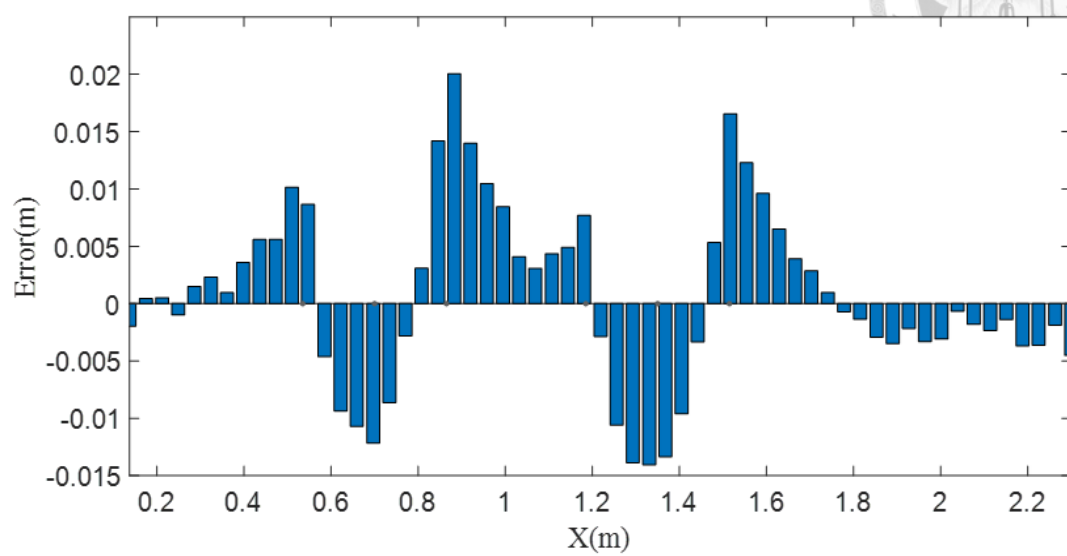


圖4.20 案例三地形誤差



4.4 案例四

本案例將流速增加至 0.4 m/s，初始水深維持 0.22 m，於兩突起物相距 2d 的底床設置下實驗。嘗試將流速作為變因，觀察計算出的地形成果有何改變。

4.4.1 影像辨識流速與 ADV 擬合結果驗證

1. ADV 擬合表面流速結果

以圖 3.7 的配置進行 ADV 量測，20 個點位流速剖線擬合結果如圖 4.21 所示。各點的表面流速結果列於表 4.10，五個斷面上的流速結果分別為 0.394 m/s、0.472 m/s、0.408 m/s、0.475 m/s、0.394 m/s。突起物最高點的斷面平均流速接近，後者流速稍微多 0.03 m/s。平坦段上的斷面流速值相距也不大，皆在 0.4 m/s 上下。

表4.10 案例四 ADV 量測之表面流速

斷面一 (X=0.2m)		斷面二 (X=0.7m)		斷面三 (X=1.2m)		斷面四 (X=1.7m)		斷面五 (X=2.3m)	
編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)
1	0.4135	5	0.4858	9	0.4267	13	0.5027	17	0.4105
2	0.3899	6	0.4674	10	0.4060	14	0.4655	18	0.3909
3	0.3739	7	0.4590	11	0.3849	15	0.4603	19	0.3719
4	0.4000	8	0.4773	12	0.4157	16	0.4729	20	0.4041
平均流速:0.394m/s		平均流速:0.472m/s		平均流速:0.408m/s		平均流速:0.475m/s		平均流速:0.394m/s	

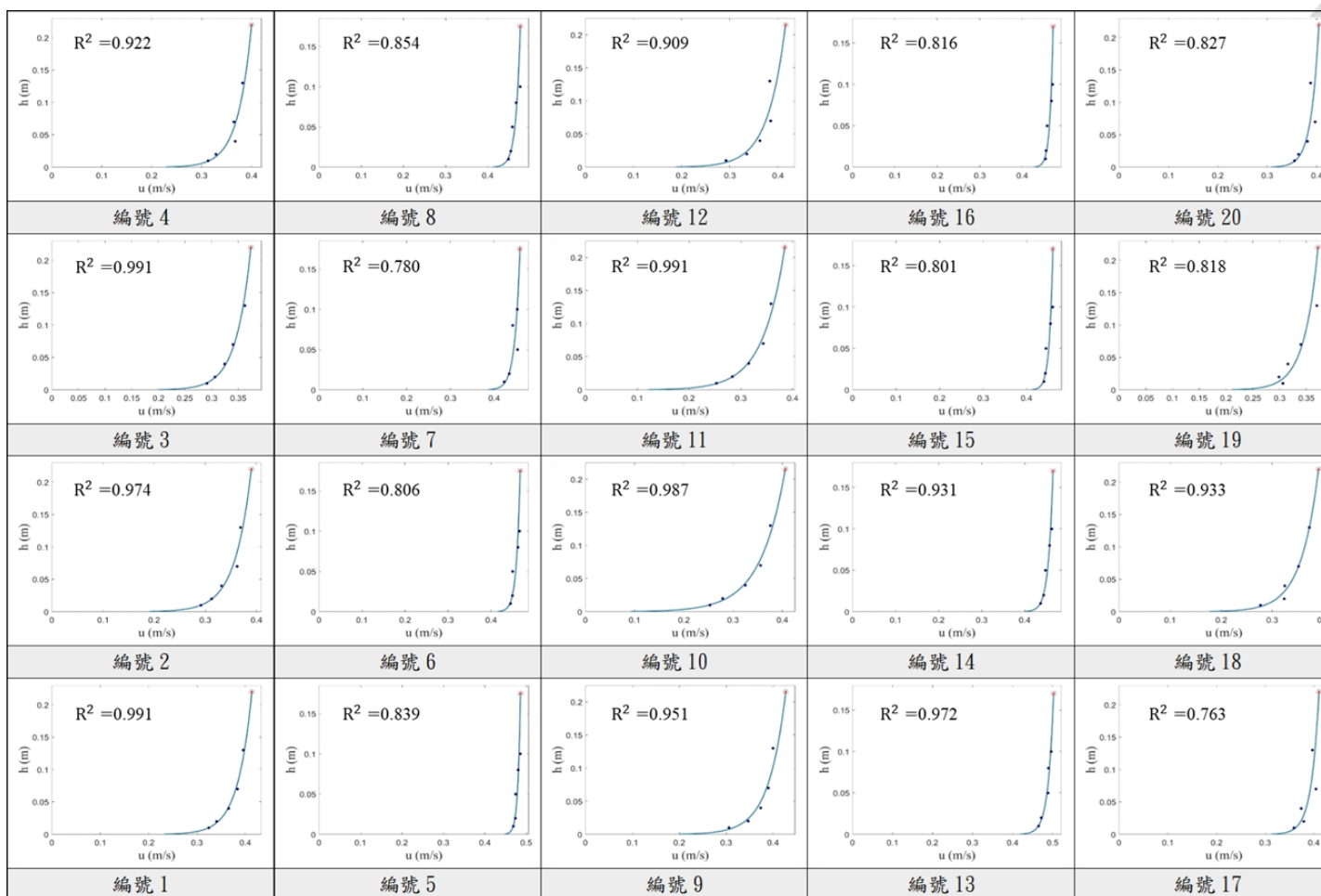
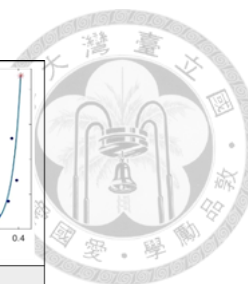


圖4.21 案例四各點位流速剖線擬合結果

2. LSPIV 辨識表面流速結果

透過 LSPIV 求得的表面流速分布如圖 4.22。圖中可觀察到底床抬升處水流有加快的現象，並沒有受到流速增加，導致影像辨識上有計算不佳的問題產生。同樣對應 ADV 觀測的 20 個點位，並將其表面流速值列於表 4.11 中。與表 4.10 比較，除了編號 3、14、18、19 之流速稍微高於 ADV 擬合結果，其餘多數點皆低估。五個斷面計算出的平均流速分別為 0.381 m/s、0.45 m/s、0.386 m/s、0.455 m/s、0.392 m/s，平均觀測點上的流速誤差低估 3.64 %。

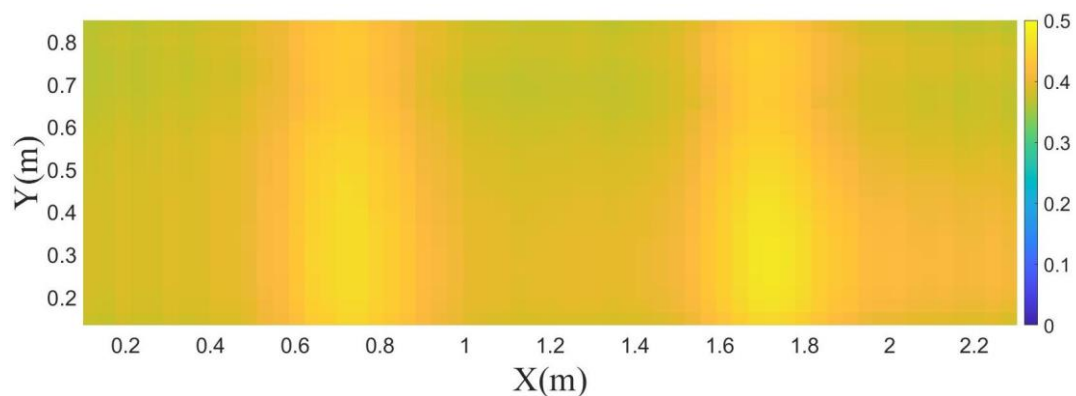


圖4.22 案例四 LSPIV 量測之表面流速分布圖

表4.11 案例四 LSPIV 量測之表面流速

斷面一 (X=0.2m)		斷面二 (X=0.7m)		斷面三 (X=1.2m)		斷面四 (X=1.7m)		斷面五 (X=2.3m)	
編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)
1	0.3843	5	0.4569	9	0.3930	13	0.4676	17	0.4021
2	0.3864	6	0.4590	10	0.3925	14	0.4686	18	0.4045
3	0.3799	7	0.4464	11	0.3799	15	0.4435	19	0.3790
4	0.3720	8	0.4374	12	0.3785	16	0.4410	20	0.3806
平均流速:0.381m/s		平均流速:0.450m/s		平均流速:0.386m/s		平均流速:0.455m/s		平均流速:0.392m/s	

4.4.2 表面流速推估水深結果

將圖 4.22 的表面流速值帶入淺水波方程式運算，得到的水深結果如圖 4.23 所示。與皮尺觀測的斷面水深相比(表 4.12)，平坦段地形的水深結果與觀測值相距不大，但在兩突起物中心點的水深計算值皆有高估的情形。五個斷面的相對誤差分別為-1.29 %、4.62 %、0.21 %、4.26 %、-2.05 %，最大誤差發生在第二個斷面處。

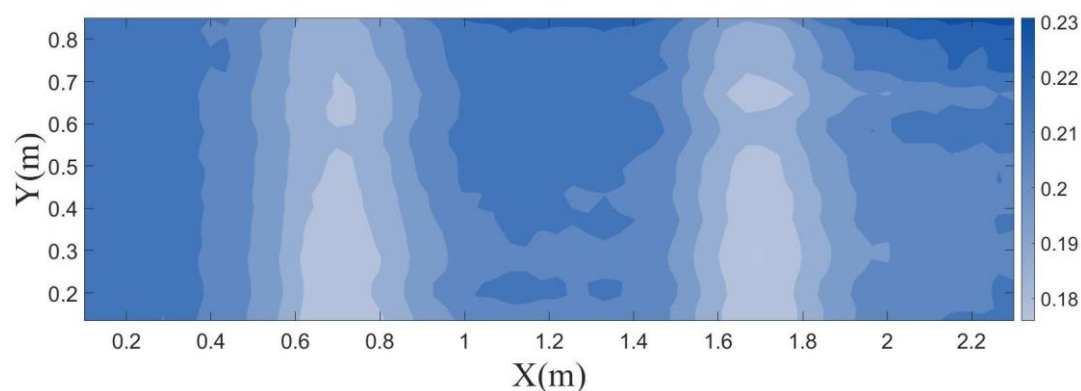


圖4.23 案例四水深結果

表4.12 案例四水深之相對誤差

	斷面一 (X=0.2m)	斷面二 (X=0.7m)	斷面三 (X=1.2m)	斷面四 (X=1.7m)	斷面五 (X=2.3m)
觀測水深(m)	0.22	0.175	0.215	0.175	0.22
計算水深 (m)	0.217	0.183	0.215	0.182	0.215
誤差 (%)	-1.29%	4.62%	0.21%	4.26%	-2.05%

4.4.3 地形結果分析與討論

案例四的三維地形結果如圖 4.24 所示，並以圖 4.25 的二維地形結果搭配圖 4.26 的誤差分布進行地形模擬結果分析。以下依據圖 4.5 中的影響區域分為五個部分說明：

1. II、IV 部分為突起物設置範圍。比較兩區間計算出的高程結果與真實地形，II 區最高點 X 坐標會向前偏移 0.003 m、高度低估 0.0034 m，IV 區最高點 X 坐標會向前偏移 0.034 m、高度低估 0.0023 m。是目前頂點高程最接近真實地形的案例。
2. I、V 部分屬於圓弧形長檻的上下游位置，兩區域的誤差分佈與低流速的案例三相比變得更高，但仍保有誤差隨著接近突起物增加的規律。
3. III 部分屬於兩突起物影響範圍之交疊區域。雖然流速增加，但此部份地形計算成果依舊可以模擬出平坦段地形。

然而透過圖 4.26 發現，當流速增加為 0.4 m/s 時，整體的地形誤差會有向上偏移的趨勢。因此即便中間的平坦段地形能被清楚解析，但平均高程與案例二相比約抬升 0.00339 m。

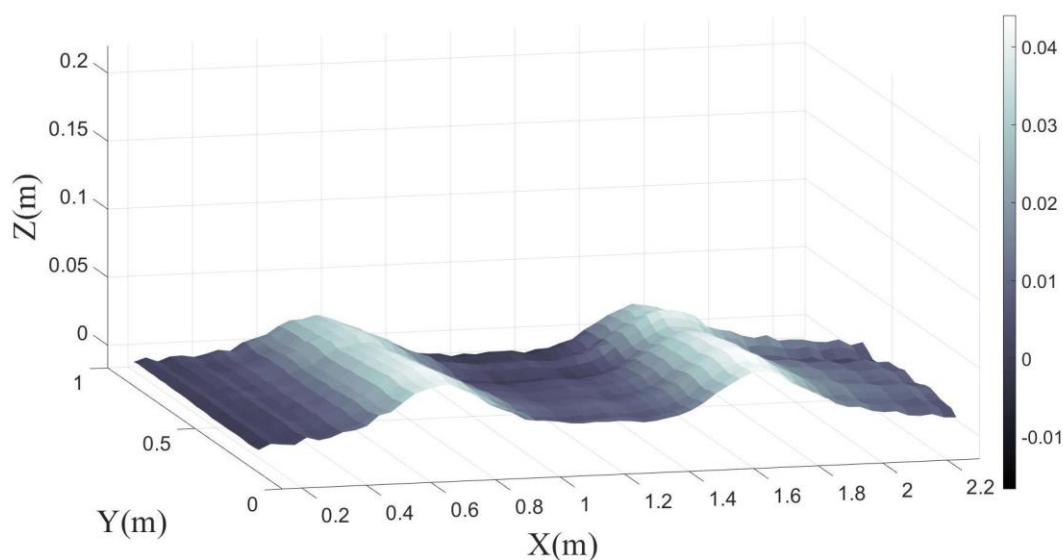


圖4.24 案例四 3D 地形結果

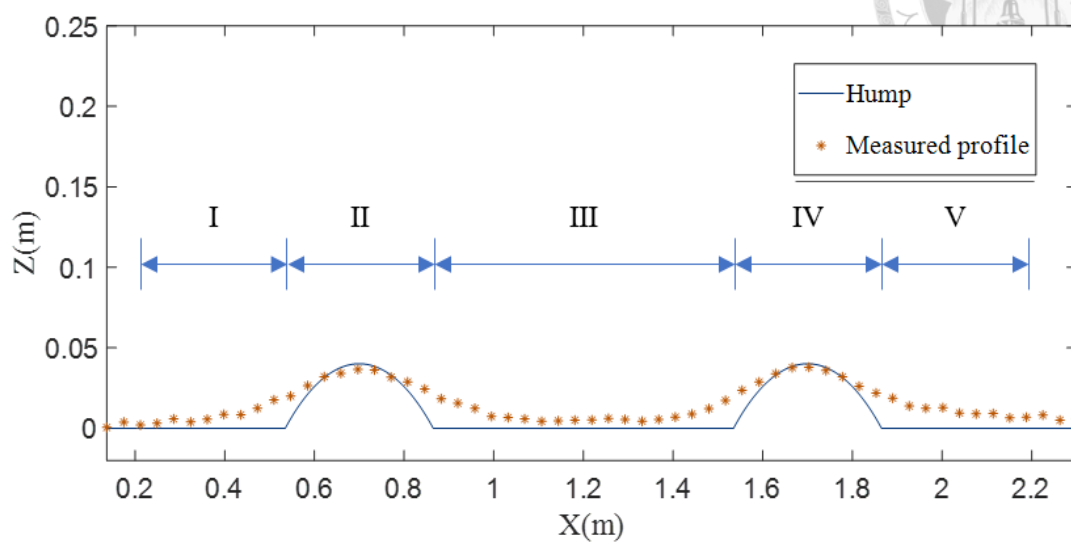


圖4.25 案例四 2D 地形結果

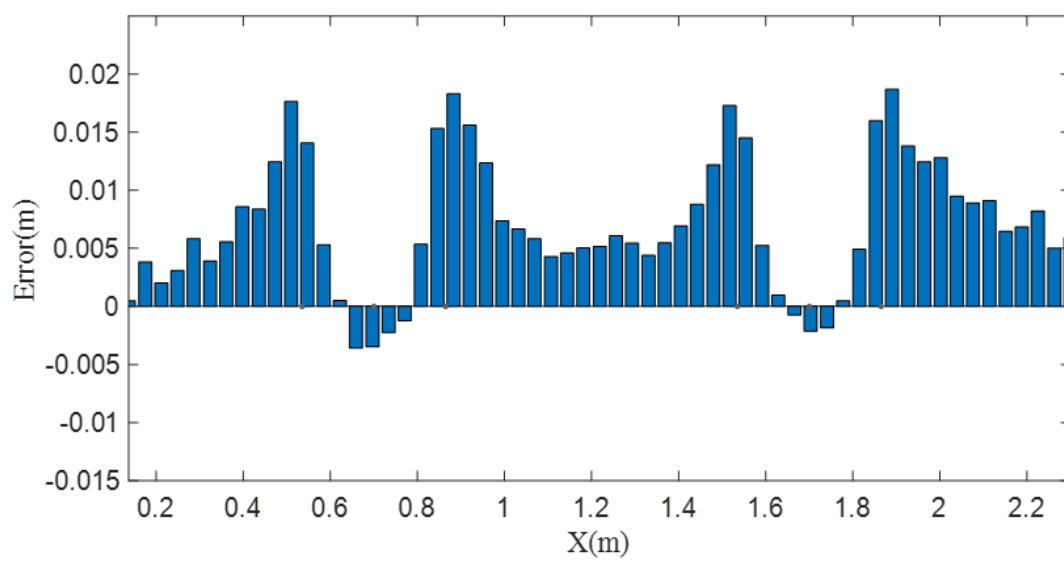


圖4.26 案例四地形誤差

4.5 案例五

本案例將流速增加至 0.4 m/s，初始水深維持 0.22 m，在兩突起物相距 d 的底床設置下實驗。透過變換流速，觀察計算出的地形成果會有何改變。



4.5.1 影像辨識流速與 ADV 擬合結果驗證

1. ADV 擬合表面流速結果

本案例的 ADV 量測需搭配圖 3.8 的配置進行，20 個點位個別擬合出流速剖面如圖 4.27 所示。擬合表面流速結果列於表 4.13，五個斷面平均流速分別為 0.394 m/s、0.461 m/s、0.406 m/s、0.471 m/s、0.399 m/s。位於突起物最高點的兩個斷面平均流速值接近，斷面四流速量測多 0.01 m/s。平坦段上的三個斷面流速相距不大，皆在 0.4 m/s 上下。

表4.13 案例五 ADV 量測之表面流速

斷面一 (X=0.2m)		斷面二 (X=0.7m)		斷面三 (X=1.05m)		斷面四 (X=1.35m)		斷面五 (X=1.85m)	
編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)
1	0.4176	5	0.4879	9	0.4202	13	0.4973	17	0.4336
2	0.3847	6	0.4637	10	0.4069	14	0.4735	18	0.4054
3	0.3763	7	0.4437	11	0.3907	15	0.4446	19	0.3664
4	0.3960	8	0.4487	12	0.4044	16	0.4692	20	0.3922
平均流速:0.394m/s		平均流速:0.461m/s		平均流速:0.406m/s		平均流速:0.471m/s		平均流速:0.399m/s	

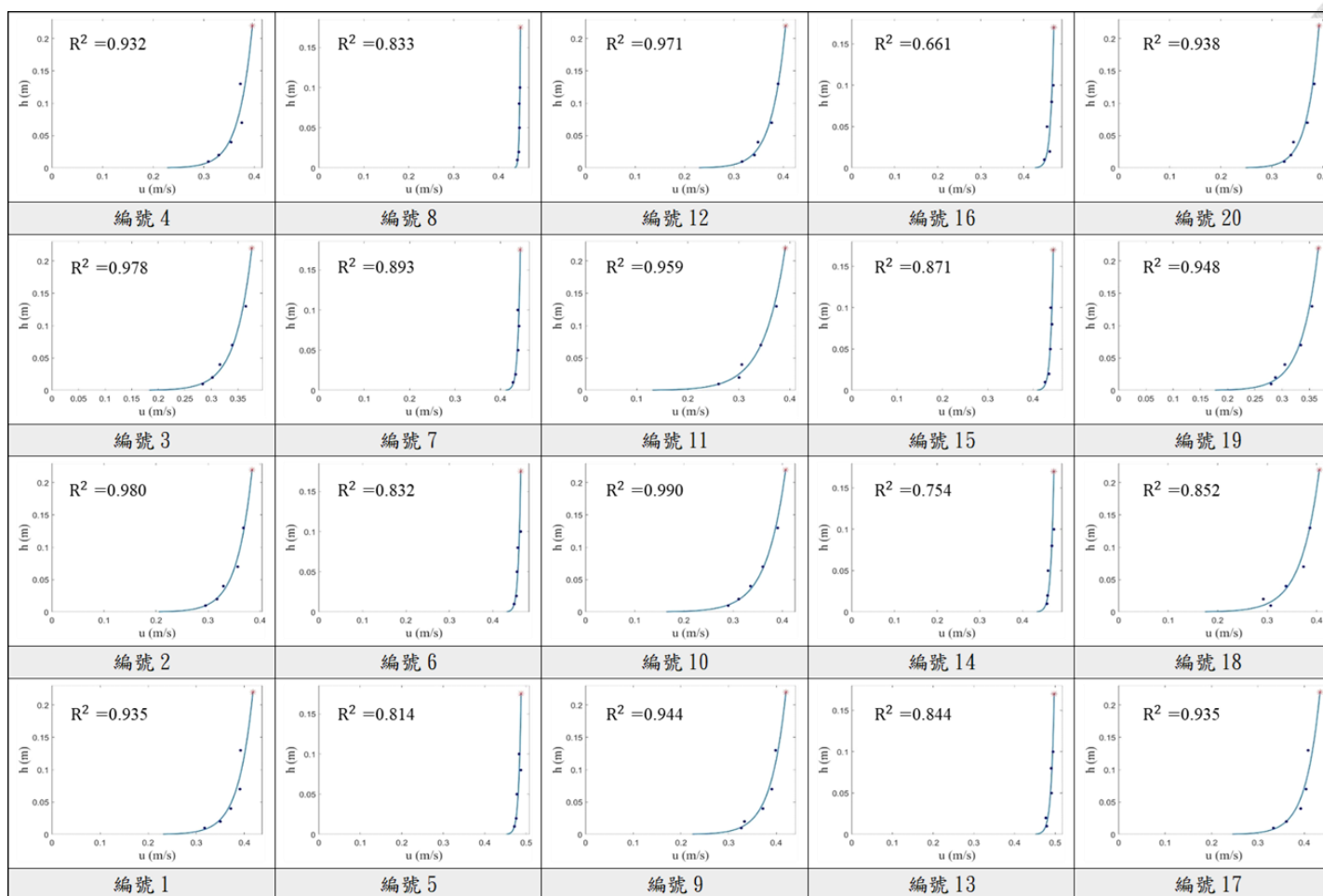
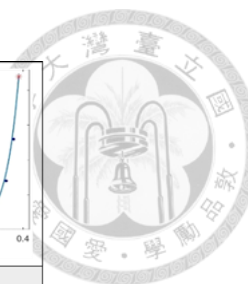


圖4.27 案例五各點位流速剖線擬合結果

2. LSPIV 辨識表面流速結果

透過 LSPIV 計算之表面流速分布圖如下(圖 4.28)。對應 ADV 觀測的 20 個點位，並將其表面流速值列於表 4.14 中。與表 4.13 相比，除了編號 3 和編號 19 的值較 ADV 擬合結果高，其餘的表面流速值皆低估。整個流場表面流速於 Y 方向分布均勻，並無計算出特別不合理的流速出現。五個斷面流速變化趨勢也與 ADV 擬合值一致，兩突起物中心斷面流速接近、平坦段流速以斷面三最快。比較 20 個觀測點上的流速誤差，平均約低估 4.09 %。

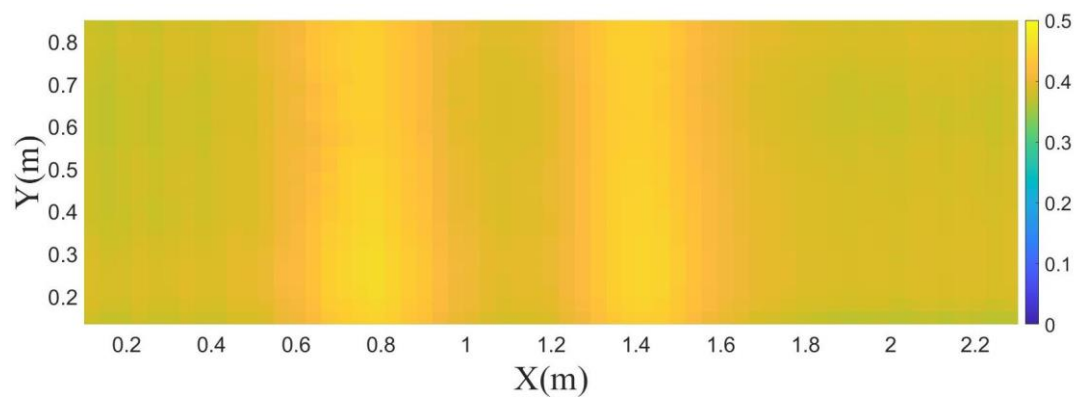


圖4.28 案例五 LSPIV 量測之表面流速分布圖

表4.14 案例五 LSPIV 量測之表面流速

斷面一 (X=0.2m)		斷面二 (X=0.7m)		斷面三 (X=1.05m)		斷面四 (X=1.35m)		斷面五 (X=1.85m)	
編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)	編號	流速 (m/s)
1	0.3856	5	0.4457	9	0.3918	13	0.4454	17	0.3834
2	0.3807	6	0.4452	10	0.3887	14	0.4470	18	0.3859
3	0.3776	7	0.4331	11	0.3864	15	0.4417	19	0.3788
4	0.3832	8	0.4397	12	0.3893	16	0.4435	20	0.3849
平均流速:0.382m/s		平均流速:0.441m/s		平均流速:0.389m/s		平均流速:0.444m/s		平均流速:0.383m/s	

4.5.2 表面流速推估水深結果

將圖 4.28 的表面流速結果帶入淺水波方程式運算，得到的水深分布如圖 4.29。可觀察到當流速提升至 0.4 m/s 時，相同 X 軸上的水位波動變得比較明顯，特別是在第一個突起物的中心斷面($X=0.7$ m)。介於突起物間的水深分佈而斷面二和斷面四之水深有高估的趨勢，後者的相對誤差為前者的 1.5 倍。但整體斷面上的水深誤差分布和案例三接近，沒有受到流速變化而影響。

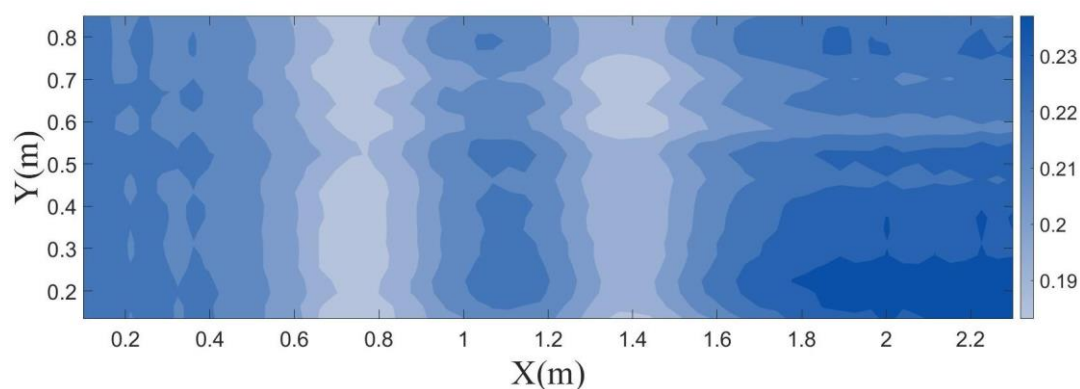


圖4.29 案例五水深結果

表4.15 案例五水深之相對誤差

	斷面一 ($X=0.2$ m)	斷面二 ($X=0.7$ m)	斷面三 ($X=1.2$ m)	斷面四 ($X=1.35$ m)	斷面五 ($X=1.85$ m)
觀測水深(m)	0.22	0.175	0.22	0.17	0.22
計算水深 (m)	0.219	0.190	0.219	0.193	0.229
誤差 (%)	-0.47%	8.63%	-0.53%	13.54%	3.93%

4.5.3 地形結果分析與討論

案例五的三維地形結果如圖 4.30 所示。同樣依照前面的方式，以圖 4.31 的二維地形結果搭配圖 4.32 的誤差分布分析模擬地形，並將影響區域分為五個部分說明。以下是觀察到的現象：

1. II、IV 部分為突起物設置範圍，對應圖 4.6 中的 B 區。將兩區間計算出的高程結果與真實地形比較，II 區最高點 X 坐標會向後偏移 0.071 m、高度低估 0.0054 m，IV 區最高點 X 坐標會向後偏移 0.055 m、高度低估 0.007 m。
2. I、V 部分屬於圓弧形長檻的上下游位置，此區域計算出的地形結果會高估，並且誤差隨著接近突起物而增加。
3. III 部分屬於兩突起物影響範圍之交疊區域，此部份地形推估成果同樣完全無法顯現位於平坦段的真實地形。

依據模擬的地形結果認為，當流速增加時，整體計算出的地形高程約抬升 0.00258 m，但偏移的情形沒有案例四明顯。

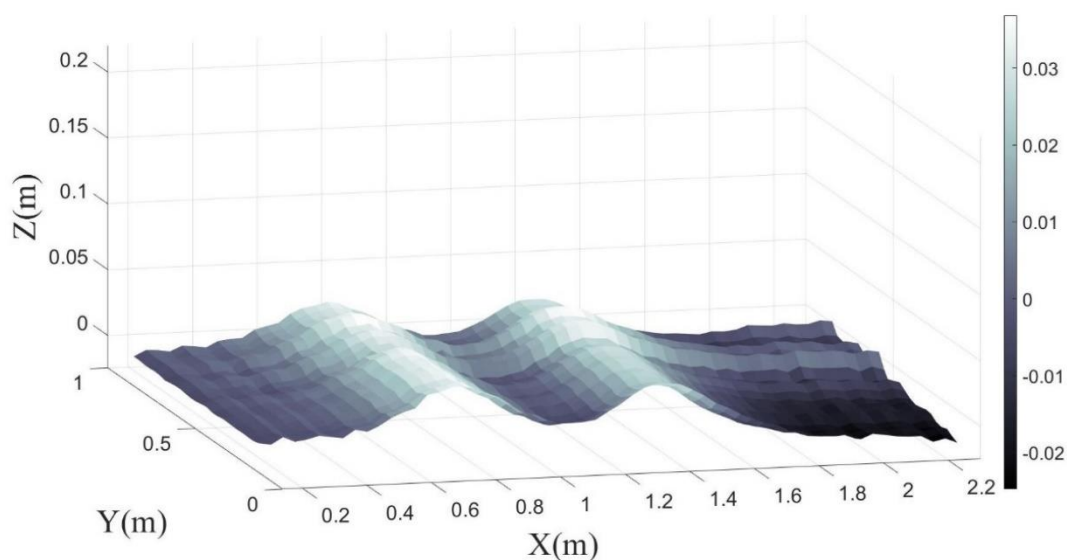


圖4.30 案例五 3D 地形結果

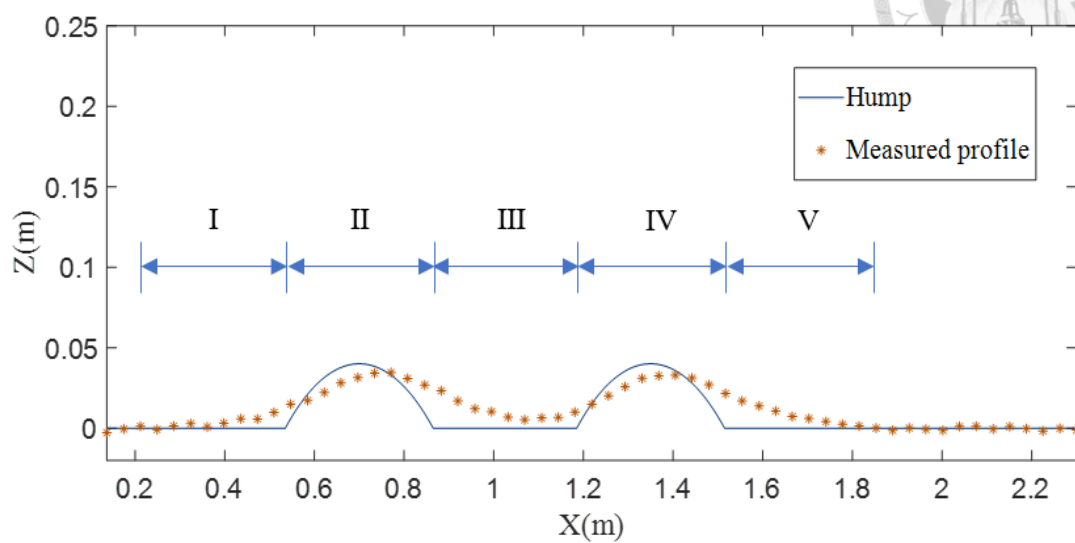


圖4.31 案例五 2D 地形結果

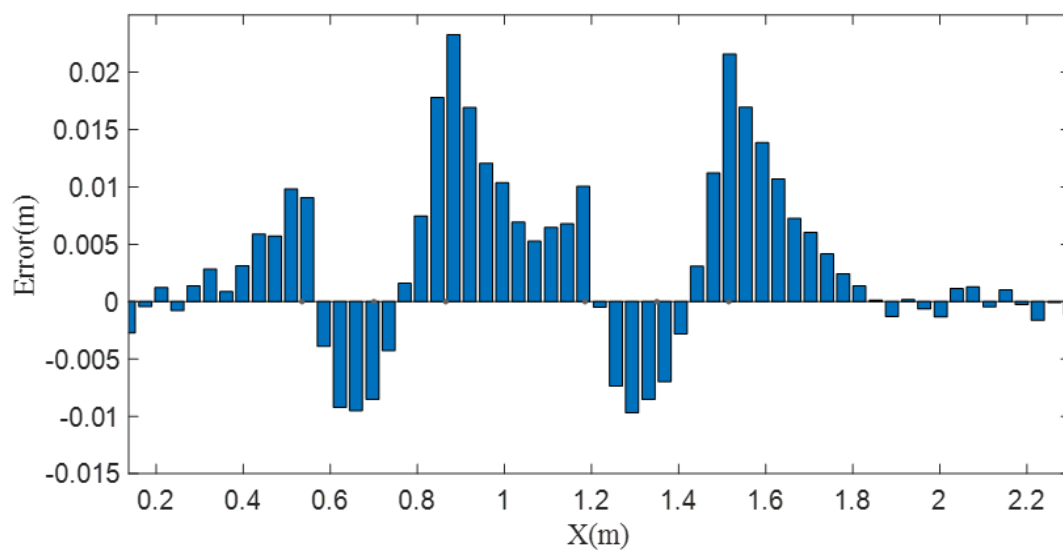


圖4.32 案例五地形誤差

4.6 小結

本研究為了量化實驗案例模擬地形的成效，可將估算高程與真實水下地形帶入 4.1 式求解均方根誤差(Root Mean Square Error, RMSE)，藉此比較案例間的地形模擬精度。經過計算，五組實驗案例誤差如表 4.16 所示。

均方根誤差計算公式：

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i^* - y_i)^2} \quad (4.1)$$

其中， n 為網格數， y^* 為預測高程， y 為真實高程。

表4.16 實驗案例之均方根誤差

	案例一	案例二	案例三	案例四	案例五
RMSE (m)	0.0077	0.0085	0.0094	0.0093	0.0096

本研究以增加突起物個數、變動突起物間距及提升流速三種方式作為實驗變因。首先根據渠道內設置的突起物模型個數，將案例區分為簡單地形及複雜地形。簡單地形模擬的誤差結果 RMSE 僅 0.0077 m，與其他複雜地形相比，誤差相對較低。因此可知，當突起物個數增加時，會導致水下地形推演的誤差提升。另外在相同流速不同突起物間距的案例中發現，案例三之誤差較案例二高 0.0009 m，案例五之誤差較案例四高 0.0003 m。因此當影響範圍重疊，對推估地形高程會出現較大的誤差。最後針對相同突起物間距、不同流速條件下的案例進行分析，案例四之誤差比案例二之誤差多了 0.0008 m，案例五之誤差比案例三之誤差多了 0.0002 m。故可推論當流速較快時會對地形模擬會產生較大的誤差。

除了能利用 RMSE 數值說明變因造成的影響程度外，還可以從五組實驗之二維地形圖統整地形模擬的變化趨勢(圖 4.33)。綜合前面的案例結果推論，無論在何種流速或突起物設置情況下，突起物最高點推算的地形結果都會低於真實底

床高程，而流場中最大的相對高程誤差會發生在突起物的後方。透過案例二及案例三的實驗證實，案例一對圓弧形長檻影響範圍的預測是正確的，突起物會對自身前後距離 d 內的地形模擬造成干擾。另外從變動突起物間距的案例發現，當突起物間距設定為 $2d$ 時(案例二與案例四)，兩個突起物中心斷面地形結果接近，且類似兩個單一突起物地形的疊合；而當突起物相隔 d (案例三與案例五)時，後方突起物的高程計算誤差會比前方突起物大。比較流速快慢的地形模擬結果可知，流速增加會對整體的水下高程產生向上偏移的現象，平均偏移量為 0.0031m 。最後經由平均絕對百分比誤差(Mean Absolute Percentage Error, MAPE)計算，本研究方法對水下地形模擬的精度約為 95% 。

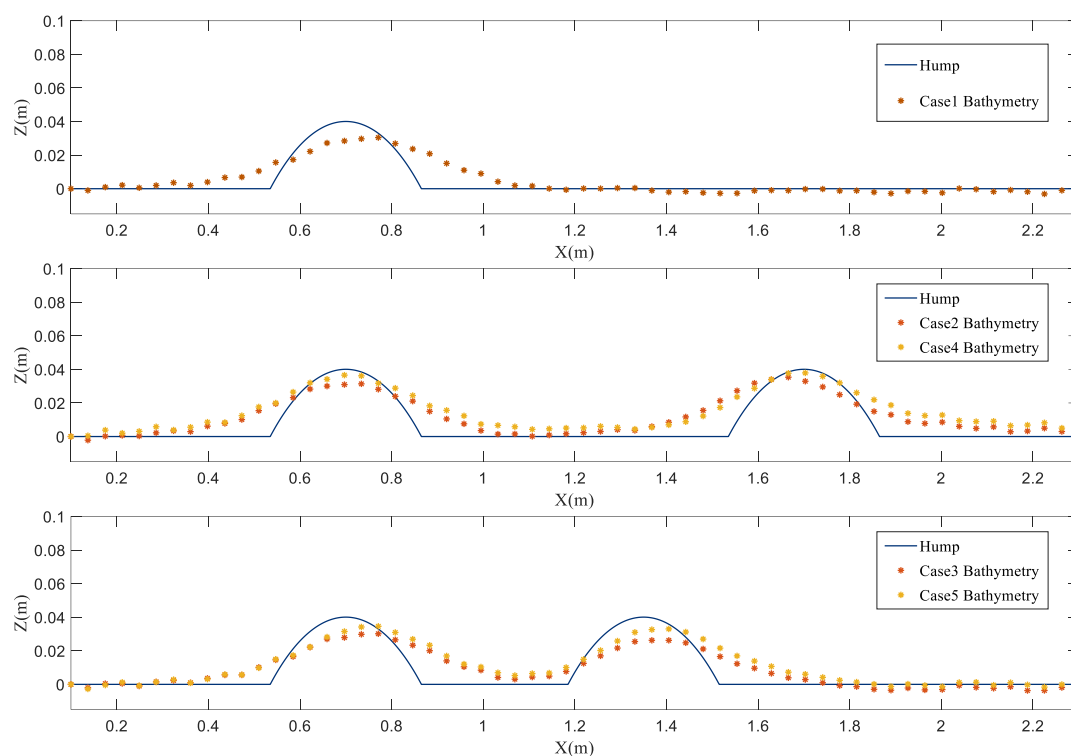


圖4.33 相同底床設置下之模擬地形結果

第五章 結論與建議



5.1 結論

本研究運用大規模粒子影像測速法結合淺水波方程式進行數值計算，可以有效且精準地模擬出水下地形的變化趨勢。透過平均絕對百分比誤差得知，本研究結果的實驗精度約為 95%，突顯此方法在地形高程的估算上具有良好的開發潛力。以下為本研究得到的結論：

1. 透過影像辨識流速結果發現，LSPIV 法量測之流速品質與水中示蹤粒子分布之均勻度有密切的影響。當網格內部囊括的粒子數量太少，會增加影像互相關計算對於粒子特徵辨識的難度，導致流速估算上容易產生誤差。
2. 經本研究證實，突起物對水下地形計算上存在特定的影響範圍。因此在此區域內地形誤差結果與突起物之距離形成反比關係，若超過影響範圍，地形模擬上就不會受到突起物的干擾。
3. 綜合案例底床模擬結果得知，流場中突起物最高點推算的地形結果會低於真實底床高程，而突起物後方位置會有最大的相對高程誤差產生。
4. 根據實驗變因認為增加突起物個數、縮短突起物間距及提升流速會增加水下地形模擬造成的誤差。當兩個突起物的影響範圍重疊時，介於突起物間的區域則無法反映出平坦段地形的真實樣貌。當流速增加時，會造成整體底床模擬結果向上偏移。

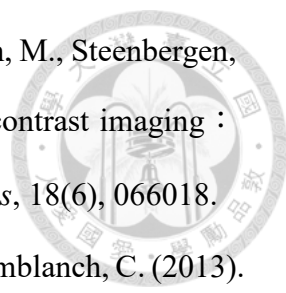
5.2 建議

1. 考量本研究對於水下地形的模擬需要藉由準確的表面流速來求得，因此建議未來能針對 LSPIV 互相關的計算上再做精進，抑或是讓示蹤粒子的佈撒能達到更均勻，降低過程中的人為誤差。
2. 本研究使用較為理想的流場條件設計試驗，初步證明在亞臨界流條件下能使用表面流速模擬出水下地形變化。因此，未來的研究方向可以嘗試設定更高的流速或改用非定型化渠道進行實驗，並與本研究歸納的地形模擬趨勢比較有何異同，對此方法再做改良。
3. 最終希望能將非接觸式的水下地形量測方法推廣至現地應用，因此認為可選擇於流況相對平穩的河川進行實驗，驗證本方法於野外測量的可行性。後續可再進一步嘗試在湍流環境下使用。


參考文獻



1. 王如意、易任. (1979). 應用水文學. 國立編譯館.
2. 連惠邦. (2017). 土砂災害與防治. 五南圖書出版股份有限公司.
3. Admiraal, D. M., Stansbury, J. S., & Haberman, C. J. (2004). Case study : Particle velocimetry in a model of lake Ogallala. *Journal of Hydraulic Engineering*, 130(7), 599-607.
4. Adrian, R. J. (1984). Scattering particle characteristics and their effect on pulsed laser measurements of fluid flow : speckle velocimetry vs particle image velocimetry. *Applied Optics*, 23(11), 1690-1691.
5. Adrian, R. J. (1988). Double exposure, multiple-field particle image velocimetry for turbulent probability density. *Optics and Lasers in Engineering*, 9(3-4), 211-228.
6. Adrian, R. J. (1991). Particle-imaging techniques for experimental fluid mechanics. *Annual review of fluid mechanics*, 23(1), 261-304.
7. Adrian, R. J. (2005). Twenty years of particle image velocimetry. *Experiments in Fluids*, 39(2), 159-169.
8. Annan, A., & Cosway, S. (1992). *Ground penetrating radar survey design*. 5th EEGS Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems.
9. Barker, D., & Fournay, M. (1977). Measuring fluid velocities with speckle patterns. *Optics letters*, 1(4), 135-137.
10. Bikash, P., & Ajoy, K. (2016). *Site Selection and Feasibility Study for Hydropower Projects. In Hydroelectric Energy*. CRC Press.
11. Blanckaert, K., & Lemmin, U. (2006). Means of noise reduction in acoustic turbulence measurements. *Journal of Hydraulic Research*, 44(1), 3-17.
12. Boiten, W. (2003). *Hydrometry : IHE Delft lecture note series*. CRC press.

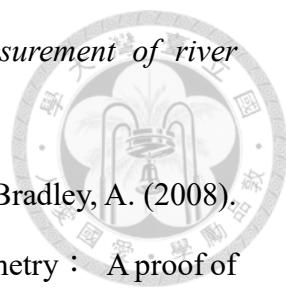
- 
13. Briers, D., Duncan, D. D., Hirst, E. R., Kirkpatrick, S. J., Larsson, M., Steenbergen, W., Stromberg, T., & Thompson, O. B. (2013). Laser speckle contrast imaging : theoretical and practical limitations. *Journal of biomedical optics*, 18(6), 066018.
14. Carrière, S. D., Chalikakis, K., Sénéchal, G., Danquigny, C., & Emblanch, C. (2013). Combining electrical resistivity tomography and ground penetrating radar to study geological structuring of karst unsaturated zone. *Journal of Applied Geophysics*, 94, 31-41.
15. Cebeci, T. (2012). *Analysis of turbulent boundary layers*. Elsevier.
16. Chen, Y. C., Kao, S. P., & Wu, J. H. (2014). Measurement of stream cross section using ground penetration radar with Hilbert–Huang transform. *Hydrological Processes*, 28(4), 2468-2477.
17. Chen, Y.-C., Kao, S.-P., Hsu, Y.-C., Chang, C.-W., & Hsu, H.-C. (2021). Automatic measurement and computation of stream cross-sectional area using ground penetrating radar with an adaptive filter and empirical mode decomposition. *Journal of Hydrology*, 600, 126665.
18. Costa, J. E., Cheng, R. T., Haeni, F. P., Melcher, N., Spicer, K. R., Hayes, E., Plant, W., Hayes, K., Teague, C., & Barrick, D. (2006). Use of radars to monitor stream discharge by noncontact methods. *Water Resources Research*, 42(7)
19. Costa, J. E., Spicer, K. R., Cheng, R. T., Haeni, F. P., Melcher, N. B., Thurman, E. M., Plant, W. J., & Keller, W. C. (2000). Measuring stream discharge by non-contact methods : A proof-of-concept experiment. *Geophysical Research Letters*, 27(4), 553-556.
20. Creëlle, S., Roldan, R., Herremans, A., Meire, D., Buis, K., Meire, P., Van Oyen, T., De Mulder, T., & Troch, P. (2018). Validation of large-scale particle image velocimetry to acquire free-surface flow fields in vegetated rivers. *Journal of*

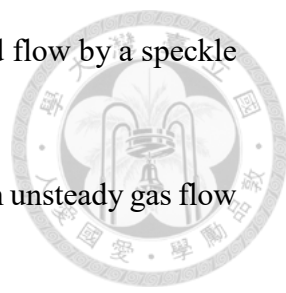
Applied Water Engineering and Research, 6(3), 171-182.

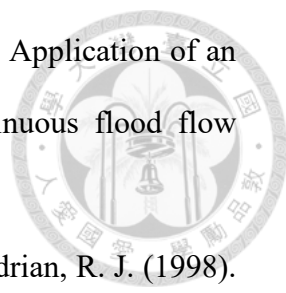
- 
21. Creutin, J., Muste, M., Bradley, A., Kim, S., & Kruger, A. (2003). River gauging using PIV techniques : a proof of concept experiment on the Iowa River. *Journal of Hydrology*, 277(3-4), 182-194.
22. Dal Sasso, S. F., Pizarro, A., Pearce, S., Maddock, I., & Manfreda, S. (2021). Increasing LSPIV performances by exploiting the seeding distribution index at different spatial scales. *Journal of Hydrology*, 598, 126438.
23. Dawson, C. B., Lane Jr, J. W., & White, E. A. (2021). *Testing of sUAS ground-penetrating radar for non-contact measurement of river bathymetry*. Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2021.
24. De Moustier, C., & Matsumoto, H. (1993). Seafloor acoustic remote sensing with multibeam echo-sounders and bathymetric sidescan sonar systems. *Marine Geophysical Researches*, 15(1), 27-42.
25. Farinotti, D., Huss, M., Bauder, A., & Funk, M. (2009). An estimate of the glacier ice volume in the Swiss Alps. *Global and Planetary Change*, 68(3), 225-231.
26. Fox, J. F., & Patrick, A. (2008). Large-scale eddies measured with large scale particle image velocimetry. *Flow Measurement and Instrumentation*, 19(5), 283-291.
27. Fujita, I., & Hino, T. (2003). Unseeded and seeded PIV measurements of river flows videotaped from a helicopter. *Journal of Visualization*, 6(3), 245-252.
28. Fujita, I., & Kunita, Y. (2011). Application of aerial LSPIV to the 2002 flood of the Yodo River using a helicopter mounted high density video camera. *Journal of Hydro-environment Research*, 5(4), 323-331.
29. Fujita, I., Muste, M., & Kruger, A. (1998). Large-scale particle image velocimetry for flow analysis in hydraulic engineering applications. *Journal of Hydraulic*

Research, 36(3), 397-414.

30. Gordon, R. L. (1996). *Principles of operation a practical primer*. 2nd edn. RD Instruments, San Diego, CA.
31. Grasmueck, M. (1996). 3-D ground-penetrating radar applied to fracture imaging in gneiss. *Geophysics*, 61(4), 1050-1064.
32. Hagan, R. E. (1989). *Measuring Discharge with current meters*. International irrigation center, Utah State University, Logan, Utah.
33. Hauet, A., Kruger, A., Krajewski, W. F., Bradley, A., Muste, M., Creutin, J.-D., & Wilson, M. (2008). Experimental system for real-time discharge estimation using an image-based method. *Journal of Hydrologic Engineering*, 13(2), 105-110.
34. Hooper, L. J. (1961). Effects of Brine Dispersion in the Allen Salt-Velocity Method. *Journal of Engineering for Power*, 83(2), 194-203
35. Huang, H. (2018). Estimating Bias Limit of Moving-Boat ADCP Streamflow Measurements. *Journal of Hydraulic Engineering*, 144(6), 04018024.
36. Huff, L. C., & Noll, G. T. (2007). *Digital Elevation Model Technologies and Applications : the DEM Users Manual*. Bethesda, Md. : American Society for Photogrammetry and Remote Sensing, 321-346.
37. Jodeau, M., Hauet, A., Paquier, A., Le Coz, J., & Dramais, G. (2008). Application and evaluation of LS-PIV technique for the monitoring of river surface velocities in high flow conditions. *Flow Measurement and Instrumentation*, 19(2), 117-127.
38. Kantoush, S. A., Schleiss, A. J., Sumi, T., & Murasaki, M. (2011). LSPIV implementation for environmental flow in various laboratory and field cases. *Journal of Hydro-environment Research*, 5(4), 263-276.
39. Keane, R. D., & Adrian, R. J. (1992). Theory of cross-correlation analysis of PIV images. *Applied scientific research*, 49(3), 191-215.

- 
40. Kim, Y. (2006). *Uncertainty analysis for non-intrusive measurement of river discharge using image velocimetry*. The University of Iowa.
41. Kim, Y., Muste, M., Hauet, A., Krajewski, W. F., Kruger, A., & Bradley, A. (2008). Stream discharge using mobile large-scale particle image velocimetry : A proof of concept. *Water Resources Research*, 44(9).
42. Klema, M. R., Pirzado, A. G., Venayagamoorthy, S. K., & Gates, T. K. (2020). Analysis of acoustic Doppler current profiler mean velocity measurements in shallow flows. *Flow Measurement and Instrumentation*, 74, 101755.
43. Lewis, Q. W., & Rhoads, B. L. (2018). LSPIV Measurements of Two-Dimensional Flow Structure in Streams Using Small Unmanned Aerial Systems : 1. Accuracy Assessment Based on Comparison With Stationary Camera Platforms and In-Stream Velocity Measurements. *Water Resources Research*, 54(10), 8000-8018.
44. Lurton, X. (2002). *An introduction to underwater acoustics : principles and applications* (Vol. 2). Springer.
45. Manfreda, S., McCabe, M. F., Miller, P. E., Lucas, R., Pajuelo Madrigal, V., Mallinis, G., Ben Dor, E., Helman, D., Estes, L., & Ciraolo, G. (2018). On the use of unmanned aerial systems for environmental monitoring. *Remote Sensing*, 10(4), 641.
46. Marzouk, Y., & Hart, D. (1998). Asymmetric autocorrelation function to resolve directional ambiguity in PIV images. *Experiments in Fluids*, 25(5), 401-408.
47. Meinhart, C. D., Wereley, S. T., & Santiago, J. G. (1999). PIV measurements of a microchannel flow. *Experiments in Fluids*, 27(5), 414-419.
48. Melcher, N., Costa, J., Haeni, F., Cheng, R., Thurman, E., Buursink, M., Spicer, K., Hayes, E., Plant, W., & Keller, W. (2002). River discharge measurements by using helicopter-mounted radar. *Geophysical Research Letters*, 29(22), 41-41-41-44.

- 
49. Meynart, R. (1980). Equal velocity fringes in a Rayleigh-Benard flow by a speckle method. *Applied Optics*, 19(9), 1385-1386.
50. Meynart, R. (1983). Instantaneous velocity field measurements in unsteady gas flow by speckle velocimetry. *Applied Optics*, 22(4), 535-540.
51. Morang, A., Larson, R., & Gorman, L. (1997). Monitoring the coastal environment; part III : geophysical and research methods. *Journal of Coastal Research*, 1064-1085.
52. Muste, M., Fujita, I., & Hauet, A. (2008). Large-scale particle image velocimetry for measurements in riverine environments. *Water Resources Research*, 44(4).
53. Muste, M., Yu, K., & Spasojevic, M. (2004). Practical aspects of ADCP data use for quantification of mean river flow characteristics; part I : moving-vessel measurements. *Flow Measurement and Instrumentation*, 15(1), 1-16.
54. Neal, A. (2004). Ground-penetrating radar and its use in sedimentology : principles, problems and progress. *Earth-science reviews*, 66(3-4), 261-330.
55. Neal, A., & Roberts, C. L. (2000). *Applications of ground-penetrating radar (GPR) to sedimentological, geomorphological and geoarchaeological studies in coastal environments*. Geological Society, London, Special Publications, 175(1), 139-171.
56. Peters, L, Daniels, J. J., & Young, J. D. (1994). Ground penetrating radar as a subsurface environmental sensing tool. *Proceedings of the IEEE*, 82(12), 1802-1822.
57. Planchon, O., Silvera, N., Gimenez, R., Favis-Mortlock, D., Wainwright, J., Le Bissonnais, Y., & Govers, G. (2005). An automated salt-tracing gauge for flow-velocity measurement. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30(7), 833-844.
58. Raffel, M., Willert, C. E., & Kompenhans, J. (1998). *Particle image velocimetry : a practical guide* (Vol. 2). Springer.

- 
59. Ran, Q. h., Li, W., Liao, Q., Tang, H. l., & Wang, M. y. (2016). Application of an automated LSPIV system in a mountainous stream for continuous flood flow measurements. *Hydrological Processes*, 30(17), 3014-3029.
60. Santiago, J. G., Wereley, S. T., Meinhart, C. D., Beebe, D., & Adrian, R. J. (1998). A particle image velocimetry system for microfluidics. *Experiments in Fluids*, 25(4), 316-319.
61. Scannell, B. D., Lenn, Y.-D., & Rippeth, T. P. (2022). Impact of acoustic Doppler current profiler (ADCP) motion on structure function estimates of turbulent kinetic energy dissipation rate. *Ocean Science*, 18(1), 169-192.
62. Singh, S., Rathore, B., Bahuguna, I., Ramnathan, A., & Ajai. (2012). Estimation of glacier ice thickness using Ground Penetrating Radar in the Himalayan region. *Current Science*, 68-73.
63. Sontek. (2000). *ADP acoustic Doppler profile*. Technical Documentation.
64. Spicer, K. R., Costa, J. E., & Placzek, G. (1997). Measuring flood discharge in unstable stream channels using ground-penetrating radar. *Geology*, 25(5), 423-426.
65. Szupiany, R. N., Amsler, M. L., Best, J. L., & Parsons, D. R. (2007). Comparison of fixed-and moving-vessel flow measurements with an aDp in a large river. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133(12), 1299-1309.
66. Tauro, F., Pagano, C., Phamduy, P., Grimaldi, S., & Porfiri, M. (2015). Large-scale particle image velocimetry from an unmanned aerial vehicle. *IEEE/ASME Transactions on Mechatronics*, 20(6), 3269-3275.
67. Thumser, P., Haas, C., Tuhtan, J. A., Fuentes-Pérez, J. F., & Toming, G. (2017). RAPTOR-UAV : Real-time particle tracking in rivers using an unmanned aerial vehicle. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(14), 2439-2446.
68. Turnipseed, D. P., & Sauer, V. B. (2010). Discharge measurements at gaging stations.

United States Geological Survey [USGS].

69. Vaughan, C. (1986). Ground-penetrating radar surveys used in archaeological investigations. *Geophysics*, 51(3), 595-604.
70. White, F. M., & Corfield, I. (2006). *Viscous fluid flow* (Vol. 3). McGraw-Hill New York.
71. Willert, C. E., & Gharib, M. (1991). Digital particle image velocimetry. *Experiments in Fluids*, 10(4), 181-193.
72. Wolf, P. R., & Dewitt, B. A. (2001). *Element of Photogrammetry: with Application in GIS*. McGrawHill Higher Education, Chapter 15-6, 334-341.
73. Yan, Z. L., Qin, L. L., Wang, R., Li, J., Wang, X. M., Tang, X. L., & An, R. D. (2018). The Application of a Multi-Beam Echo-Sounder in the Analysis of the Sedimentation Situation of a Large Reservoir after an Earthquake. *Water*, 10(5), 557.
74. University Corporation for Atmospheric Research ([UCAR], 2010). *Introduction to hydrography*. [http://stream1.cmatc.cn/pub/comet/ MarineMeteorologyOceans/ IntroductiontoHydrography/comet/oceans/hydrography/print.htm](http://stream1.cmatc.cn/pub/comet/MarineMeteorologyOceans/IntroductiontoHydrography/comet/oceans/hydrography/print.htm)
75. OTT HydroMet(2019). *OTT C31 Universal Current Meter for discharge measurements*. <https://www.ott.com/products/water-flow-3/ott-c31-958/>
76. United States Bureau of Reclamation ([USBR], n.d.). *Current meter*. https://www.usbr.gov/tsc/techreferences/mands/wmm/chap10_07.html
77. USGS(2019). *USGS tests drone-based ground-penetrating radar*. <https://www.usgs.gov/media/images/usgs-tests-drone-based-ground-penetrating-radar>
78. USGS(2020). *Streamflow Estimation from Advanced Imaging (LSPIV) in Pennsylvania*. <http://www.usgs.gov/centers/Pennsylvania-water-science-center/science/streamflow-estimation-advanced-imaging-lspiv>