

101-35-7608
MOTC-IOT-100-H2DA001d

臺灣港灣近岸海域漂沙調查研究 (3/4)



交通部運輸研究所

中華民國 101 年 3 月

101

臺灣港灣近岸海域漂沙調查研究
(3/4)

交通部運輸研究所

GPN : 1010100348

定價 100 元

101-35-7608
MOTC-IOT-100-H2DA001d

臺灣港灣近岸海域漂沙調查研究 (3/4)

著 者：林柏青、江玟德、陳志弘

交通部運輸研究所

中華民國 101 年 3 月

國家圖書館出版品預行編目(CIP)資料

臺灣港灣近岸海域漂沙調查研究(3/4)/林柏青、
江玟德、陳志弘著.--初版.-- 臺北市：交通部運輸研究所，
民 101.03
面 ； 公分
ISBN 978-986-03-1862-3 (平裝)

1. 海洋動力學 2.海岸 3.砂石 4.數值分析 5.臺灣

351.982

101003359

臺灣港灣近岸海域漂沙調查研究(3/4)

著 者：林柏青、江玟德、陳志弘
出版機關：交通部運輸研究所
地 址：10548 臺北市敦化北路 240 號
網 址：www.ihmt.gov.tw (中文版>中心出版品)
電 話：(04) 26587190
出版年月：中華民國 101 年 3 月
印 刷 者：群彩印刷科技股份有限公司
版(刷)次冊數：初版一刷 80 冊
本書同時登載於交通部運輸研究所港灣技術研究中心網站
定 價：100 元
展 售 處：
交通部運輸研究所運輸資訊組•電話：(02)23496880
國家書店松江門市：10485 臺北市中山區松江路 209 號 F1•電話：(02) 25180207
五南文化廣場：40042 臺中市中山路 6 號•電話：(04)22260330

GPN：1010100348 ISBN：978-986-03-1862-3 (平裝)

著作財產權人：中華民國(代表機關：交通部運輸研究所)

本著作保留所有權利，欲利用本著作全部或部份內容者，須徵求交通部運輸研究所書面授權。

交通部運輸研究所自行研究計畫出版品摘要表

出版品名稱：臺灣港灣近岸海域漂沙調查研究(3/4)			
國際標準書號（或叢刊號） ISBN978-986-03-1862-3（平裝）	政府出版品統一編號 1010100348	運輸研究所出版品編號 101-35-7608	計畫編號 100-H2DA001d
主辦單位：港灣技術研究中心 主管：邱永芳 總計畫主持人：何良勝 計畫主持人：林柏青 研究人員：江玟德、陳志弘、林受勳、蔡瑞成 聯絡電話：(04)26587121 傳真號碼：(04)26560661			研究期間 自 100 年 01 月 至 100 年 12 月
關鍵詞：碎波帶、群波、亞重力波、 <i>Hilbert</i> 轉換			
摘要： 本研究在臺灣西海岸南部地區，以波浪儀、流速計及濁度計等多種儀器觀測碎波帶附近之波浪、流及底床上之懸浮質濃度分佈，並安裝水下攝影機同步觀察底床附近之懸浮質與薄層流輸沙，以深入分析並探討碎波帶的漂沙活動。 碎波帶附近波浪因淺化碎波，能量劇烈交換引致漂沙現象。而外海入射波浪常具有群波結構，此等隱含長週期波能振盪的群波，也會直接影響底床輸沙；另外因地形或氣候因素在近岸水域常發生亞重力波，此等長週期之水位振盪現象因含有相當份量之能量對於碎波帶之漂沙活動自有其重要性。本研究分析方法除了以平滑化瞬時波能法(SIWEH)解析群波現象外，另以 <i>Hilbert</i> 轉換及內含模組函數(Intrinsic Mode Function)解析風浪與亞重力波能譜分佈在碎波帶內不同位置之變化，可以更清楚瞭解碎波帶附近波能變化與漂沙活動之關係。 資料分析結果顯示近岸底床附近之懸浮質濃度具有一固定背景值，其變化則有週期性之驟增現象，並與入射波浪之群波特性有密切關係。底床附近之懸浮質濃度驟增量可達背景濃度值的 2~3 倍，影響近岸懸浮質輸沙量估算結果甚鉅。 本研究利用超音波測距儀觀測底床面變化並得出回波強度與懸浮沙濃度之關係式，可作為決定碎波帶漂沙輸沙量估算之參數依據，已獲得良好之結果。應用上可提供各港務局或學術研究單位於探討近岸輸沙量推算與海岸漂沙數值模擬之參考。			
出版日期	頁數	定價	本 出 版 品 取 得 方 式
101 年 3 月	136	100	凡屬機密性出版品均不對外公開。普通性出版品，公營、公益機關團體及學校可函洽本所免費贈閱；私人及私營機關團體可按定價價購。
機密等級： ☐ 密 ☐ 機密 ☐ 極機密 ☐ 絕對機密 （解密條件： ☐ 年 ☐ 月 ☐ 日解密， ☐ 公布後解密， ☐ 附件抽存後解密， ☐ 工作完成或會議終了時解密， ☐ 另行檢討後辦理解密） ☒ 普通			
備註：本研究之結論與建議不代表交通部之意見。			

**PUBLICATION ABSTRACTS OF RESEARCH PROJECTS
INSTITUTE OF TRANSPORTATION
MINISTRY OF TRANSPORTATION AND COMMUNICATIONS**

TITLE: Near-shore Investigation of Sediment Transport in Taiwan Harbor Areas (3/4)			
ISBN (OR ISSN) ISBN978-986-03-1862-3 (pbk)	GOVERNMENT PUBLICATIONS NUMBER 1010100348	IOT SERIAL NUMBER 101-35-7608	PROJECT NUMBER 100-H2DA001d
DIVISION: HARBOR & MARINE TECHNOLOGY CENTER DIVISION DIRECTOR: Yung-fang Chiu PROJECT ADVISOR: Liang-sheng Ho PRINCIPAL INVESTIGATOR: Po-ching Lin PROJECT STAFF: Wen-der Jiang, Chih-hung Chen, Shou-shiun Lin, Juei-cheng Tsai PHONE: 04-26587121 FAX: 04-26560661			PROJECT PERIOD FROM January 2011 To December 2011
KEY WORDS: Surf zone, Wave groups, Infragravity waves, <i>Hilbert</i> transform			
ABSTRACT: Field experiments were conducted to investigate the wave, current and sediment suspension across the surf zone by deploying wave gauges, EMC current meters and OBS turbidity meters at Anping, in the southwest coast of Taiwan. A synchronized video camera was also installed underwater to observe sheet flows and sediment movement on ripple beds. Generation of sand drift in surf zone is mainly due to energy released from shoaling waves. Wave groups in approaching waves and surf beats usually imply energy undulation of low frequency infragravity waves, which may affect the movement of bed sediments. A new approach using Hilbert transform and Intrinsic Mode Functions analysis to explore the effect of energy grouping and undulating on sediment suspension is presented. An interesting bursting phenomenon of near-bed sediment concentration was found dominating in surf zone, which was close related to incident wave groups. Peak concentrations of suspended sediment associated with wave groups were 2~3 times larger than that without wave groups.			
DATE OF PUBLICATION March 2012	NUMBER OF PAGES 136	PRICE 100	CLASSIFICATION ☐ RESTRICTED ☐ CONFIDENTIAL ☐ SECRET ☐ TOP SECRET ☒ UNCLASSIFIED
The views expressed in this publication are not necessarily those of the Ministry of Transportation and Communications.			

目 錄

中文摘要.....	I
英文摘要.....	II
目 錄.....	III
表目錄.....	V
圖目錄.....	VI
第一章 前言.....	1-1
1.1 研究動機.....	1-1
1.2 文獻回顧.....	1-2
1.2.1 碎波帶之現場觀測.....	1-2
1.2.2 碎波帶之長週期振盪.....	1-3
1.2.3 沙漣活動之觀測實驗.....	1-4
1.2.4 底床漂沙活動之攝影觀測.....	1-5
1.3 研究方法及說明.....	1-7
1.4 研究目的.....	1-9
第二章 理論說明.....	2-1
2.1 底床邊界層水粒子運動模式.....	2-2
2.2 底床上懸浮質之垂直分佈與輸沙量推算.....	2-3
2.3 沙漣與薄層流輸沙.....	2-5
2.4 平滑化瞬時波能(SIWEH).....	2-7
2.5 <i>Hilbert</i> 轉換之能譜分析方法.....	2-8
2.5.1 瞬頻(Instantaneous Frequency).....	2-8
2.5.2 內含模組函數(Intrinsic Mode Function).....	2-9

2.5.3 經驗模式分解法(Empirical Mode Decomposition Method)	2-10
2.5.4 瞬頻(Instantaneous Frequency)	2-15
2.6 亞重力波(Infragravity Waves)	2-18
第三章 安平海域碎波帶之現場觀測與分析	3-1
3.1 現場背景資料說明	3-1
3.1.1 地形特性	3-2
3.1.2 海氣象特性	3-4
3.2 現場儀器佈置與流場觀測	3-6
3.3 近岸亞重力波現象	3-11
3.3.1 懸浮質觸發(bursting)現象與群波之關係	3-11
3.3.2 流速與水位之亞重力波振盪	3-14
3.3.3 沿岸流振盪與邊緣波	3-23
3.3.4 近岸風浪與亞重力波之能量分佈	3-30
第四章 結論與建議	4-1
4.1 結論	4-1
4.2 成果效益及後續應用情形	4-2
參考文獻	5-1
附錄一 期末報告審查意見處理情形表	6-1
附錄二 期末報告簡報資料	7-1

表目錄

表 3.1	各測點之風浪與亞重力波能量比較.....	3-32
表 3.2	10m 測點不同水層之風浪與亞重力波能量比較	3-33
表 3.3	25m 測點不同水層之風浪與亞重力波能量比較	3-33
表 3.4	35m 測點不同水層之風浪與亞重力波能量比較	3-34

圖目錄

圖 1.1	T 型棧橋及拖橈觀測裝置(Kawata et al. 1990)	1-3
圖 1.2	以金屬網格及攝影觀察底床漂沙	1-6
圖 1.3	水下漂沙活動開放式攝影裝置	1-7
圖 1.4	改良式水下攝影裝置形	1-7
圖 2.1(a)	底流靜止時懸浮質稀少	2-1
圖 2.1(b)	波峰通過時底流快速帶動砂粒懸浮形成沙雲暴	2-2
圖 2.2	薄層流移動層位置示意圖	2-6
圖 2.3(a)	待解析之原始水位波動資料	2-10
圖 2.3(b)	EMD 上下包絡線(綠線)第一次篩檢過程	2-11
圖 2.3(c)	第一次篩檢得騎乘波(紅線)與波動餘值(綠線)	2-11
圖 2.3(d)	第二次篩檢修正得騎乘波(紅線)與波動餘值(綠線)	2-12
圖 2.3(e)	第三次篩檢修正得騎乘波(紅線)與波動餘值(綠線)	2-13
圖 2.3(f)	最後篩檢修正完成之騎乘波(紅線)	2-13
圖 2.3(g)	減去騎乘波後之波動餘值(綠線)	2-13
圖 2.3(h)	篩檢過程之標準差變化	2-14
圖 2.4	EMD 解析之各頻域波動分量與其趨勢餘值	2-15
圖 2.5(a)	現場原始水位振盪資料	2-17
圖 2.5(b)	經 Hilbert 轉換之三維水位振幅譜	2-17
圖 2.5(c)	作時域累加之邊際能譜圖	2-18
圖 2.6	邊緣波型之基本型態	2-19
圖 3.1(a)	安平海域漁民養殖用的蚵架	3-2
圖 3.1(b)	颱風過後蚵架成了岸上垃圾堆	3-2

圖 3.2	安平海域地形及近岸觀測站位置圖.....	3-3
圖 3.3	安平海域全年波浪能量分佈.....	3-5
圖 3.4	碎波帶附近地形與相關測點位置.....	3-6
圖 3.5	現場觀測儀器配置圖.....	3-7
圖 3.6	測站垂直海岸線地形及測點位置圖.....	3-8
圖 3.7	碎波帶內底床上 5cm 處之平均流速與流向.....	3-9
圖 3.8	距岸 35m 碎波點底床附近向海之流速分量.....	3-10
圖 3.9	碎波帶內之斷面流場示意圖.....	3-10
圖 3.10	懸浮質濃度與群波波能之歷時變化.....	3-12
圖 3.11	懸浮質濃度與群波波能之相關性分析.....	3-13
圖 3.12	懸浮質濃度與群波相對波高之關係.....	3-13
圖 3.13	懸浮質濃度暴增值與群波振幅之關係.....	3-13
圖 3.14	碎波帶波動之三維時-頻能譜分析.....	3-14
圖 3.15	相對時-頻能譜分佈之波動歷時.....	3-14
圖 3.16	安平海灘之尖岬形結構.....	3-15
圖 3.17	西南風時現場測得沿岸流振盪.....	3-16
圖 3.18	東北風時現場測得沿岸流振盪.....	3-16
圖 3.19	11:00~12:00 現場水位記錄.....	3-18
圖 3.20	12:00~13:00 現場水位記錄.....	3-18
圖 3.21	12:10~12:20 現場水位記錄.....	3-19
圖 3.22	經 EMD 分解之水位內含頻域波動.....	3-20
圖 3.23	經 EMD 分解之水位內含頻域波動.....	3-21
圖 3.24	11:00~12:00 水位記錄之 Hilbert 振幅譜與邊際能譜....	3-22
圖 3.25	12:00~13:00 水位記錄之 Hilbert 振幅譜與邊際能譜....	3-23

圖 3.26	前進波浪下的水粒子運動路徑.....	3-24
圖 3.27	前進波與邊緣波的水粒子運動方向分量.....	3-25
圖 3.28	測點在向、離岸方向之流速分量.....	3-25
圖 3.29	測點在沿岸方向之流速分量.....	3-26
圖 3.30	沿岸前進的邊緣波路徑示意圖.....	3-26
圖 3.31	11:00 經 EMD 分解之沿岸流速內含頻域波動	3-27
圖 3.32	12:00 經 EMD 分解之沿岸流速內含頻域波動	3-28
圖 3.33	沿岸流速分量之 Hilbert 振幅譜	3-29
圖 3.34	沿岸流速分量之邊際能譜.....	3-30
圖 3.35	10m 測點之水深斷面沿岸流速分量	3-36
圖 3.36	25m 測點之水深斷面沿岸流速分量	3-37
圖 3.37	35m 測點之水深斷面沿岸流速分量	3-38
圖 3.38	5m 測點之水位變化、振幅譜與邊際能譜	3-39
圖 3.39	10m 測點之水位變化、振幅譜與邊際能譜	3-40
圖 3.40	15m 測點之水位變化、振幅譜與邊際能譜	3-41
圖 3.41	20m 測點之水位變化、振幅譜與邊際能譜	3-42
圖 3.42	25m 測點之水位變化、振幅譜與邊際能譜	3-43
圖 3.43	30m 測點之水位變化、振幅譜與邊際能譜	3-44
圖 3.44	35m 測點之水位變化、振幅譜與邊際能譜	3-45
圖 3.45	40m 測點之水位變化、振幅譜與邊際能譜	3-46
圖 3.46	垂直向海方向之風浪能量變化.....	3-47
圖 3.47	垂直向海方向之亞重力波能量變化.....	3-47
圖 3.48	垂直向海方向之風浪與亞重力波能量百分比變化	3-48
圖 3.49	垂直向海方向之總波能變化.....	3-48

圖 3.50	10m 測點各水層之振幅譜與邊際能譜	3-51
圖 3.51	25m 測點各水層之振幅譜與邊際能譜	3-54
圖 3.52	35m 測點各水層之振幅譜與邊際能譜	3-57
圖 3.53	垂直水層之風浪沿岸流能量分佈	3-57
圖 3.54	垂直水層之亞重力波沿岸流能量分佈	3-58
圖 3.55	垂直水層之風波與亞重力波沿岸流能量分佈	3-58

第一章 前言

1.1 研究動機

臺灣沿海地區人類活動頻繁，尤其是臺灣西海岸，因經濟發展及休閒生活需要而進行許多不同海岸開發工程，這些工程直接面臨來自海上的風浪，大多屬於重力波範疇，然而針對海岸工程問題仍有許多為人不知的波浪運動需要深入探討研究。其中非線性淺水長波成份與近岸地形交互作用後產生的滲漏型長波(leaky waves)或邊緣波(edge waves)與近岸輸沙機制有相當大關係，例如海岸地形變化、遠岸沙洲型態、裂流或冰棚裂解等。此等長波稱為亞重力波(infragravity waves)約為週期 50 秒至 1000 秒，會在碎波帶內產生淺灘動盪(surf beat)現象，並且亞重力波能量會在海岸附近明顯增加，因此與海灘侵蝕及沉積物傳輸有密切關係。

台灣西部海岸多屬平緩沙灘，近年來由於河川上游整治，海埔新生地開發，及港埠建設等，阻斷沿岸輸沙平衡，使海岸多呈侵蝕狀態，嚴重威脅海岸地區居民生命及財產安全。近岸淺水海域是海岸漂沙活動最劇烈的水域，碎波帶附近漂沙傳輸行為受波浪特性、流場分佈、底床邊界層影響，在海岸地形變遷上扮演重要角色，但其力學機制及底床邊界層變化，至今仍無法完全瞭解，主要原因為實驗室之漂沙試驗受水槽尺度及不等縮比影響無法完全模擬實際海域之輸沙行為，而現場觀測又極為困難之故。因此，一般海岸輸沙模式僅能以區域性之長期平均變化量來描述當地海岸地形變遷，而對其輸沙過程及力學機制則仍有待探討。

吾人平日漫步於海邊沙灘上，時而風平浪靜水質清澈，由水面望之清可見底，底床上沙面呈穩定之波紋狀；微風起時水面波動不斷拍打海岸灘面，雖然水質不再清澈見底卻更引人入勝，大人、小孩皆蜂擁入海享受水波盪漾的樂趣。只是此時水面下底床上正上演輸沙活動劇，一股股懸浮沙雲在水面波浪推動下不斷來回奔走，或起或落熱鬧

非凡。小浪時固然如此，狂風巨浪下的底床輸沙活動更是超乎想像。大自然奧妙無比，亂中有序，一年三百六十五天，四季更迭，分分秒秒都有波浪帶動漂沙，卻還能維持海岸灘面千年不變。尤其在碎波帶附近經常可見此等壯觀局面，臺灣四面環海，沿岸漂沙常造成海岸侵淤，因此深入探討主宰海岸變遷的碎波帶輸沙機制更是刻不容緩。

1.2 文獻回顧

波浪在接近海岸的過程中因地形環境及水深變化而發生折射、變形或碎波並引起底質大量移動，此等劇烈複雜的現象長期以來吸引許多學者深入研究與探討。實驗室內也盡力模擬其相關現象，不過對於漂沙機制始終限於沙粒本身無法依比例縮尺而只能在定性上作探討，縱然有嚐試將現場帶入實驗室的巨型試驗水槽，仍然有其諸多限制。現場佈放儀器進行觀測依然是取得正確資訊的重要來源，不過現場觀測也有許多困難，主要是現場作業必須耗用大量人力、物力，在瞬息萬變的海象與艱苦環境中作精準的科學量測。因此現場的調查研究成果彌足珍貴，尤其在人、船難以接近的碎波帶附近，不管是擺放儀器或是近距離觀察都非常困難。碎波帶附近波況複雜多變，漂沙活動劇烈，以下對過去相關研究作一簡單說明：

1.2.1 碎波帶之現場觀測

碎波帶附近底床沙因波浪作用而懸浮形成漂沙，早期學者如 *Fairchild (1959)*, *Homma and Horikawa (1962)* 以及 *Noda (1967)* 等以虹吸管抽取水中懸浮液分析，但在瞬息萬變的碎波帶內此種方法終被放棄。隨著科技進步，學者開始改用濁度計直接量測水中懸浮質濃度如 *Sleath (1982)*, *Brennikmeyer (1975)* 以及 *Wright et al. (1982)* 等。他們發現當波浪通過，在底床附近流向作 180° 反向運動時在沙連上方會產生較大懸浮質濃度。隨後又有許多學者利用各式器材針對碎波帶進行研究，以進一步瞭解碎波帶內波動、流場及懸浮質分佈的關係，如 *Ifuku (1988)*, *Kawata et al. (1990)*, *Conley and Inman (1992)*, *Kawata et al.*

(1992), Nishi *et al.* (1992), Kos'yan *et al.* (1999) 等等，皆以現場觀測方式解析碎波帶相關特性。其中 Kawata *et al.* (1990) 在沙灘上建立 250 公尺長、100 公尺寬的 T 型棧橋橫跨碎波帶，來回拉動拖橈以測量底床地形的變化，如圖 1.1; Conley and Inman (1992) 則在底床上加裝一具攝影機，以觀察波動下沙漣形成之初始過程，當然觀測位置位於碎波帶外相當距離才能取得清晰影像，碎波帶附近的攝影觀察在當時仍是一大挑戰。

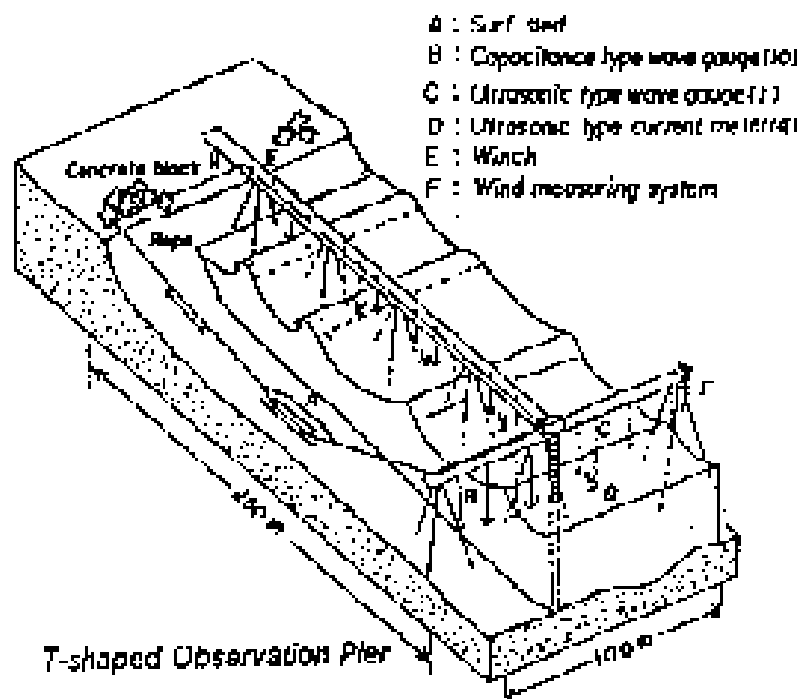


圖 1.1 T 型棧橋及拖橈觀測裝置(Kawata *et al.* 1990)

1.2.2 碎波帶之長週期振盪

波浪進入海岸地區經常在碎波帶內產生淺灘動盪(*surf beat*)現象，是屬於長週期的亞重力波(*infragravity waves*)，由沿岸傳遞的邊緣波所造成，其能量在海岸附近會明顯增加，Bowen and Inman (1971) 即指出此等長週期振盪對海岸侵蝕、海灘結構與沉積物傳輸有密切關係，例如尖岬形沙灘(*beach cusps*)、新月形沙洲(*crescentic bars*)或裂流(*rip*

currents)等即可能由駐波型邊緣波(standing edge waves)所形成。*Bromirsk et al. (2010)*認為太平洋沿岸產生的亞重力波是造成南極大陸羅斯冰棚(Ross Ice Shelf)斷裂崩解以及冰河加速移動的主因。*Beach and Sternberg (1987)*於現場觀測中發現碎波帶內懸浮質濃度會隨長週期振盪而變化，海上波浪經常帶有群波(group wave)結構，當群波進入碎波帶即伴隨引起長波振盪(*Okayasu et al., 1996*)，*Lin et al. (2002)*更於現場實驗中証實群波與懸浮質濃度的關係。

1.2.3 沙漣活動之觀測實驗

碎波帶附近最重要的底床結構之一即是沙漣，波動引起的振盪水流使底床沙粒懸浮並沿沙漣表面移動，底床附近流場因沙漣的起伏結構產生渦旋更助長沙粒的懸浮。*Inman (1957)*首先指出沙漣上的懸浮沙雲(sand cloud)對於懸浮輸沙的重要性，波浪作用下懸浮沙雲隨底流移動而形成漂沙。*Sunamura, Bando, and Horikawa (1978)*在實驗室內觀察沙漣上懸浮沙雲的活動認為沙雲團主要是波峰通過時向岸底流流經沙漣形成渦旋所產生，隨後即被波谷的離岸底流往外攜帶並於移動過程中逐漸沉降落地。

近岸地區底床多沙漣結構，其形狀使沙漣表面發生渦流(vortex)，易造成波浪能量衰減及沙粒懸浮。許多學者探討沙漣形狀對底流的影響並以雷射都卜勒儀(LDV)及高速攝影影像視覺化技巧觀察沙漣附近流場與沙粒子運動軌跡，如 *Jonsson (1966)*, *Kajiura (1968)*, *Riedel et al (1972)*, *Nielsen (1983)*, *Raudkivi (1988)*及 *Shen et al (1990)*皆嘗試以理論或實驗方法求取底床沙漣之形狀阻力或摩擦係數。*黃等 (1995)*則觀察沙漣在流場中的變化，將沙漣之形成過程由靜止平面到成熟沙漣分成九個階段。

不過根據作者在現場實際觀測結果，近岸底床之沙漣結構並無所謂成熟沙漣，因為一般外海入射波浪經常伴隨群波結構，底床沙漣在不同波高波浪作用下，沙漣形狀位置不斷發生變化，也就無所謂成熟沙漣階段了。

1.2.4 底床漂沙活動之攝影觀測

現場佈置之量測儀器如能配合目視觀察對於漂沙底移與懸浮質活動可以獲得更深入的瞭解。在實驗室內我們可以透過斷面水槽的玻璃牆觀察漂沙活動，但其規模與二維運動的限制則與現場相去太遠。因此，長久以來不斷有學者試圖親身進入現場觀察漂沙活動，其方法不外是潛水作水下量測記錄或是將現場漂沙活動以水中攝影機記錄下來。*Luck(1970)*為研究海底底床沉積，在西德外海以水中攝影機及配備燈光設備安裝於儀架上由船上 A 形臂懸吊入海，攝取底床沉積情形，控制與錄影系統則安裝在船上。

進行水中攝影時水中能見度受氣候影響極大，拍攝物體與鏡頭間距離不得超過 35cm。*Davies and Wilkinson (1978)*在碎波帶外利用水中攝影機觀察底移漂沙的起始運動，他們將水中攝影機、電磁式流速計及 FM-壓力計組裝在一金屬架上然後放置於底床上，根據攝得影像，他們藉以判斷沙粒起始運動時的臨界流速與壓力梯度。*Koontz and Inman (1967)*則將一金屬網格垂直立於底床上並利用 16-mm 高速水中攝影機拍攝現場漂沙活動情形，如圖 1.2；*Shibayama and Horikawa (1982)*也以 8-mm 水中攝影機觀察碎波帶內外的漂沙活動。

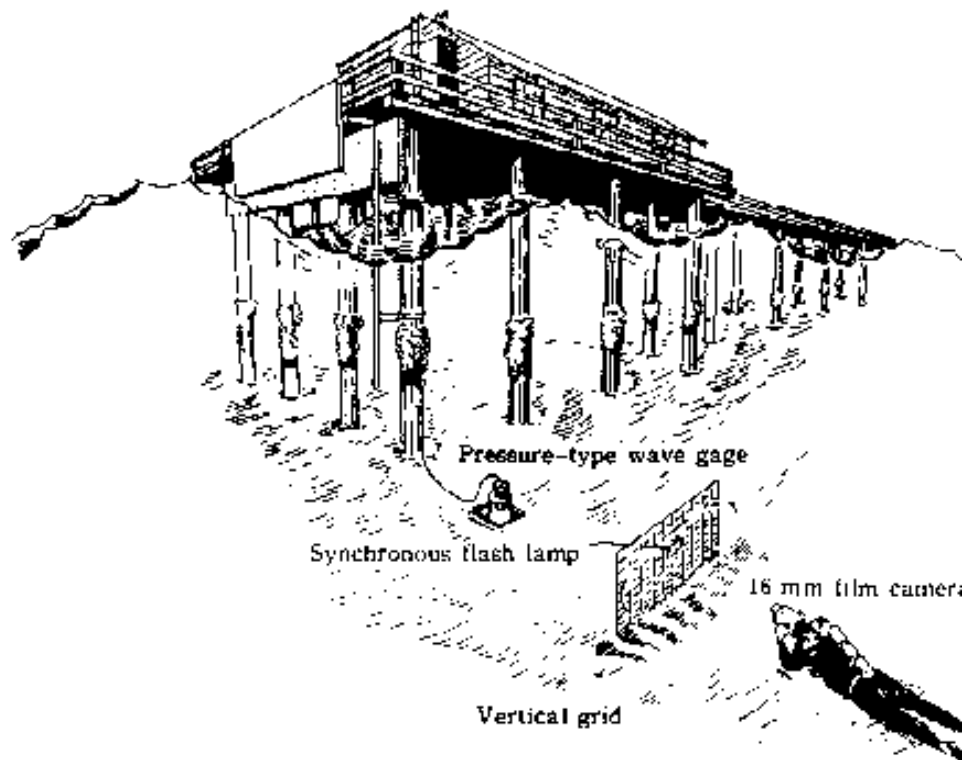


圖 1.2 以金屬網格及攝影觀察底床漂沙(Koontz and Inman, 1967)

日本海洋科學與技術研究中心(*The Japan Marine and Technology Center*)更將水中攝影機、電磁式流速計及電容式波高計安裝於拖橈上，利用船隻與岸上吉普車將該拖橈在碎波帶內外來回移動以觀測不同地點的漂沙活動。以上的觀測研究都有一個共同困擾，那就是能見度問題，尤其是在碎波帶內，強烈的漂沙活動使水中懸浮顆粒劇增，濁度增加，照明燈光受到顆粒散射作用無法提供穩定光源，水中懸浮顆粒因移動迅速甚至導致攝影時無法正常對焦，圖 1.3 即過去使用之開放式攝影裝置之一，拍攝結果受上述影響無法在作碎波帶波、流觀測時同步獲得清晰之可視化砂粒運動影像。

近年來，在現場觀測方法上有了重大突破，亦即利用水箱式攝影法拍攝近岸底床之漂沙活動，不但改善了水中砂粒快速移動時造成的變焦問題而且在穩定光源下可清楚觀察到懸浮沙雲的發生與運動。圖 1.4 即為本研究在現場使用之改良式攝影裝置，不但能保護昂貴的攝影機而且可用以取得相當清晰影像，有利於觀察近岸水下漂沙活動。



圖 1.3 水下漂沙活動開放式攝影裝置

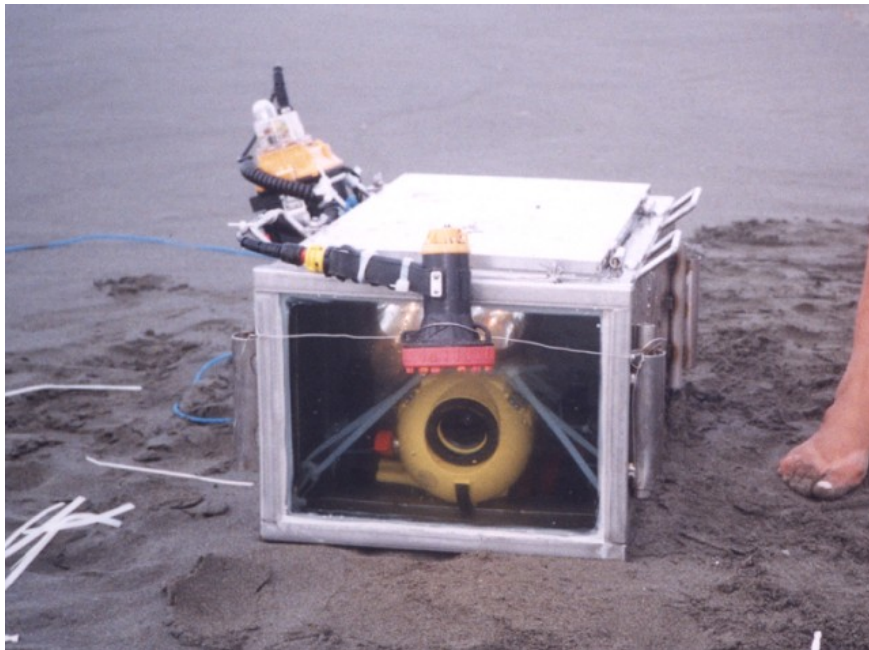


圖 1.4 改良式水下攝影裝置

1.3 研究方法及說明

目前對於底床輸沙之研究仍多局限於個別波浪或規則波所引起懸浮質輸沙的探討，如 Hagatun and Eidsvik(1986), Horikawa et al.(1982),

Nielsen(1986), Nakato et al.(1997)及 Blondeaux and Vittor(1990)等。再者，由於外海風浪大多有群波現象，當群波波列接近海岸時，大、小不同波浪在不同水深碎波，其碎波能量因碎波點變化引發碎波帶內之長波振盪(*Okayasu et al., 1996*)，惟此種群波結構或長波現象對於近岸底床輸沙之影響則尚未有詳細研究。

本研究利用濁度計、壓力式波浪儀、三維超音波式流速計及海底攝影裝置等同步連續觀測碎波帶內外底床附近之漂沙活動，流場與水位變化，可進一步瞭解群波結構或長波現象對於底床輸沙的影響。碎波帶附近現場漂沙觀測最困難處在儀器安裝與觀測資料之正確性，由於外海入射波浪觸底後在碎波帶附近崩潰瓦解，大部分能量於瞬間轉換為流體運動，形成各種型式的紊流，接近底床者其水粒子速度若超過底床砂粒之啟始移動速度則將帶動砂粒使其開始移動。表面砂粒之移動立即改變了底床之地形，而底床之地形變化又立即影響了底流之運動方式。

另外，由水面波浪造成之底流運動為一往復式運動，其運動方式或可由不規則波之緩波方程式加入非線性淺化效應及碎波效應(許泰文等 2002)，以近似模擬入射之能量消散與波浪變形問題；但真正與底床砂粒直接接觸並互相作用者為邊界層內接近底床附近之流場運動。因此在碎波帶附近之現場觀測包含了多項不確定因素，除了因漂沙活動引起之底床地形變化使固定於底床上之觀測儀器其與底床之相對位置產生變化外，沙波移動與非固定床效應對底流的影響等這些因素在一般現場觀測中常被忽略，當然其獲得結果必然產生偏差。

本研究將攝影裝置安裝於底床附近，與水位、流及懸浮質濃度觀測進行同步之錄影，可以清楚目視觀察每一個波動所產生之底流運動以及往復底流與底床間之邊界層流變化。另外，邊界層流在非平坦地形亦即底床沙波後方常會形成紊流捲起底床砂粒，諸如此類複雜的流場結構及漂沙機制在同步錄影觀察中可以獲得更清楚的解析。造成底質懸浮及實際帶動與運送懸浮砂粒之邊界層內流速、流向與邊界層外由水面波動形成之底流流速、流向常有極大之差異，因此現場流速計擺設位置對於觀測結果會有極大影響，另外由於現場濁度計多安裝於

底床附近以觀測其懸浮質濃度，但在動床實驗上沙波的移動及表面砂粒的懸浮與沉降動作會不斷改變感應器與沙面之相對距離，甚至將感應器埋沒於沙波中或在感應器周圍形成掏空(*scouring*)現象。因此為獲得最佳品質資料進行現場之同步錄影觀測確有其必要性，一方面可確保觀測資料之正確性，另一方面則可在進一步解析中避免因資料誤解而造成錯誤結論。

綜觀過去學者對於碎波帶附近底床漂沙活動之研究，除了直接安裝儀器進行量測外因觀測困難少有同步在現場以錄影方式進行解析者，本研究克服諸多困難終於成功將攝影裝置安裝於現場底床附近並攝得清楚之漂沙活動現象，有助於瞭解碎波帶附近漂沙機制之解析。

1.4 研究目的

近年來，海岸空間已是人們生活、遊憩、航海與運輸的重要地區，各種港灣工程與堤防建設不斷在海邊興起，因此常嚴重影響自然海岸的穩定，造成海岸侵蝕或淤積。海岸變化主要是近岸漂沙所造成而碎波帶便是主要的漂沙活動來源，過去學者研究海岸漂沙多以實驗方法取得流體與底質運動之各項參數並應用於相關數值模式上以便推論或估算各種環境下的現場漂沙行為。

然而綜觀有關碎波帶輸沙之相關研究，雖然已有考量碎波帶地區底床之沙鏈結構，並以實驗或數值模式探討振盪底流在沙鏈結構上之流場以及懸浮沙的運動行為，甚至於對灘面沖刷帶(*swash zone*)的薄層流(*sheet flow*)輸沙現象也有相關之二相流(*two-phase flow*)模式說明。唯獨在漂沙最劇烈的碎波帶地區，不論是相關實驗或漂沙模式，都只針對懸浮質或底移質的輸沙行為進行探討。這或許是因為過去在實驗室觀察漂沙運動時獲得的刻板印象，另一方面也可能是因為部份教科書在定義薄層流時將之界定為平坦底床因高剪力而發生之薄層輸沙現象。

本研究於現場碎波帶進行觀測時經常目睹在高剪力流下不但有懸

浮質輸沙還有沿著沙漣表面快速移動的薄層流，雖然目前沒有合適的量測儀器可以觀察薄層流厚度或濃度，但本研究設法改良水下攝影技巧，將現場輸沙活動帶回研究室，以可視化進行量測並仔細觀察其運動行為，希望能藉此發展出更有效的觀測儀器及技巧並改正一般人對於碎波帶輸沙的錯誤看法，這便是本研究的研究目的之一。

近岸海域一般會有淺灘動盪(*surf beat*)現象，此種混合各種不同週期的波動訊號必須利用波譜分析方法來解析其能譜分佈。長久以來，對於波動訊號一般以 *FFT* 作其相關能譜解析，但對於非穩態(*non-stational*)訊號 *FFT* 顯然無法適用。*Dr. Norden Huang(Huang et al. 1996)*提出以包絡線解析騎乘波的 *EMD* 解析法，並建議以 *Hilbert transform* 對解析訊號作三維的時域-頻域-能量能譜分析。近岸地區波流交互作用，碎波帶內能量交換劇烈，甚至有頻率調變(*frequency modulation*)或振幅調變(*amplitude modulation*)現象，如 *Ramamonjiarisoa and Mollo-Christensen(1979)*, *Longuet-Higgins(1980)*, *Melville(1983)*, *Hara and Mei(1991)*, *Olmez and Milgram(1995)*以及 *Trulsen and Dysthe(1997)*等都有相關的研究。本研究改進 *Dr. Norden Huang* 的 *EMD* 解析技巧，在資料邊界建立一套自我檢測機制以避免在騎乘波篩檢時有過度擺盪現象，完成一套三維的時域-頻域-能量能譜解析程式，相信在碎波帶研究或其它領域針對非穩態波動的能譜解析會有相當大的幫助，此為本研究目的之二。

碎波帶地區現象複雜，變化劇烈，是現場研究工作者最大的挑戰，一般較細底質會產生較緩海岸坡度而較粗底質者則有較陡海岸。臺灣中部西海岸坡度緩又有較大潮位差，而南部海岸則坡度陡且潮差小，兩者有截然不同的碎波帶特性。本研究根據其地理性質分別發展出不同的碎波帶觀測方式，希望能以最簡易安全的方法進行碎波帶特性觀測並進行分析比較。本研究選擇臺中及臺南海岸分別代表兩種不同性質海岸，建立不同的碎波帶現場觀測模式，期能進一步瞭解其近岸波動、流與漂沙現象。

第二章 理論說明

漂沙活動肇因於波浪及水粒子運動引致海岸之侵淤，近岸碎波帶外之波浪或可以微小振幅波理論近似描寫其波動與流場特性，波浪進入碎波帶後劇烈的碎波作用將波能釋放，產生強烈底流往復帶動底床沙粒，並在沙連底床上形成渦流捲起沙雲形成壯觀的水中沙雲暴(sand cloud storm)現象，圖 2.1(a)為現場水深 2.2m 距岸 40m 處底流靜止時攝得底床照片，圖 2.1(b)則為 4 秒後水面波峰通過時底床上沙雲移動情形，情景有如伊拉克的沙漠風暴，此時水面波高約只有 30cm。近岸水深愈淺處沙雲層厚度愈厚而且濃度愈大，幸好波動的往復特性在向、離岸方向上最後可能以沙連移動方式顯示底移質(bed load)運動的漂沙優勢方向，而沿岸方向則主要取決於沿岸流對於捲起沙雲懸浮載(suspension load)的攜帶作用。



圖 2.1(a) 底流靜止時懸浮質稀少



圖 2.1(b) 波峰通過時底流快速帶動砂粒懸浮形成沙雲暴

2.1 底床邊界層水粒子運動模式

底床上由水面波動引起之水粒子運動在底床附近形成紊流邊界層，邊界層內之流體運動直接帶動底床砂粒並使砂粒懸浮，設 x' 軸為沿水平底床波浪前進方向； y' 軸為垂直底床方向向上， x' 與 y' 方向之水粒子速度分量分別為 u' 與 v' 。則此紊流邊界層之二維水粒子運動方程式可表示為：

$$\frac{\partial u'}{\partial t} + u' \frac{\partial u'}{\partial x'} + v' \frac{\partial u'}{\partial y'} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x'} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau}{\partial y'} \quad (2-1)$$

式中 t 為時間， p 為壓力， ρ 為流體密度， τ 則為剪應力。如平均流與底床平行，則上式可化簡為

$$\frac{\partial u'}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x'} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau}{\partial y'} \quad (2-2)$$

將剪力 τ 以渦黏滯係數(eddy viscosity) N 表示

$$\tau = \rho N \frac{\partial u'}{\partial y'} \quad (2-3)$$

接近邊界層外之壓力梯度為

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x'} = \frac{\partial u_b}{\partial t} \quad (2-4)$$

其中， u_b 為接近邊界層上緣之水平流速，假設邊界層內外壓力梯度變化一致，則式(2-2)可寫為

$$\frac{\partial}{\partial t}(u' - u_b) = \frac{\partial}{\partial y'} \left(N \frac{\partial u'}{\partial y'} \right) \quad (2-5)$$

2.2 底床上懸浮質之垂直分佈與輸沙量推算

在波動之振盪流作用下，平坦底床上懸浮質分佈可以下式之連續方程式表示：

$$\frac{dC}{dt} = w_s \frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial y'} \left(\varepsilon_s \frac{\partial C}{\partial y'} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon_s \frac{\partial C}{\partial x} \right) \quad (2-6)$$

其中，左邊式子代表懸浮質濃度的時變率；右式第一項代表懸浮質沉降，而第二與第三項則分別為懸浮質之垂直與水平擴散。第三項一般可以忽略，因為懸浮質分佈之垂直梯度遠大於水平梯度，並設垂直對流很小，則左式可近似為

$$\frac{dC}{dt} = \frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial x} + w \frac{\partial C}{\partial y'} \cong \frac{\partial C}{\partial t} \quad (2-7)$$

因此，可得簡化之擴散方程式如下：

$$\frac{\partial C}{\partial t} = w_s \frac{\partial C}{\partial y'} + \frac{\partial}{\partial y'} \left(\varepsilon_s \frac{\partial C}{\partial y'} \right) \quad (2-8)$$

取其時間平均，得到

$$w_s \frac{\partial \bar{C}}{\partial y'} + \frac{\partial}{\partial y'} \left(\varepsilon_s \frac{\partial \bar{C}}{\partial y'} \right) = 0 \quad (2-9)$$

或

$$w_s \bar{C} + \varepsilon_s \frac{\partial \bar{C}}{\partial y'} = 0 \quad (2-10)$$

$\bar{C}$ 為底床上高度 z 處之平均懸浮質濃度，代入一個與時間無關的擴散係數 ε_s ，則可以由已知 ε_s 解得平均懸浮質濃度的垂直分佈 (Lundgren, 1972)。

$$\bar{C} = Ky' \frac{w_s}{\kappa U_*} \exp \left[-\frac{w_s}{\kappa U_*} 1.34 \sqrt{\frac{1}{2} f_w} \exp \left(\frac{y'}{\delta} \right) \right] \quad (2-11)$$

式中 K ：波高與水深比值

C ：懸浮沙體積濃度

f_w ：波浪摩擦係數

y' ：離底床任一位置高度

w ：垂直流速

w_s ：顆粒沉降速度

κ ：Von Karman's 常數(≈ 0.435)

U_* ：底床摩擦速度

ε_s ：懸浮沙擴散係數

δ ：邊界層厚度

在波浪運動下， C 與 u 均為時間之函數，屬於非穩定狀態。懸浮砂之瞬時濃度並非由底床剪應力之瞬時值決定，因為砂粒由底床懸浮

後須要經過一段時間才會沉降，故底床濃度與底床剪應力兩者間會有時間差。而計算懸浮載總輸沙量時必須由其瞬時值積分而非由波動平均值，即

$$Q_s = \int_0^T \int_a^h C u \, dy \, dt \quad (2-12)$$

2.3 沙漣與薄層流輸沙

砂質底床在波浪作用下並非完全平坦而是佈滿沙漣結構，*Bagnold(1946)*及 *Carsten et al.(1969)*等以規則波觀測沙漣之結構，發現沙漣形狀與流場及砂粒性質有關。*Nielsen(1981)*認為現場海況多為不規則波，在不規則波作用下沙漣形狀會較短及平坦些。由於底床沙漣形狀會影響附近流場，*Sato et al.(1987)*以實驗觀測沙漣附近流場，*江等(1998)*更以數值化流場追跡測速法(*DPTV*)以高速攝影機拍攝分析流場的空間變化。

水流通過沙漣時會發生渦流及流分離現象，*Blondeaux et al.(1991)*及黃等(1992)以數值方法模擬探討此流場之渦流結構。在波浪作用下，沙質海岸之底床為動床面(*movable bed*)，近岸地區由海向岸沙漣規模逐漸增大，尤其在碎波帶附近達到最大，根據觀察沙漣波高可達十數公分，波長約一米。波動底流作用在底床上使砂粒懸浮或底移形成漂沙，但是在碎波帶附近至灘面地區還有另一種重要的輸沙方式即薄層流(*sheet flow*)輸沙。薄層流發生於底床作用剪力較大情況，流況呈掃流狀態，輸沙濃度分佈侷限於一薄層區域，如圖 2.2。由於該薄層區域流速大濃度高，因此對近岸輸沙量估算有重大影響，也逐漸受學者重視。

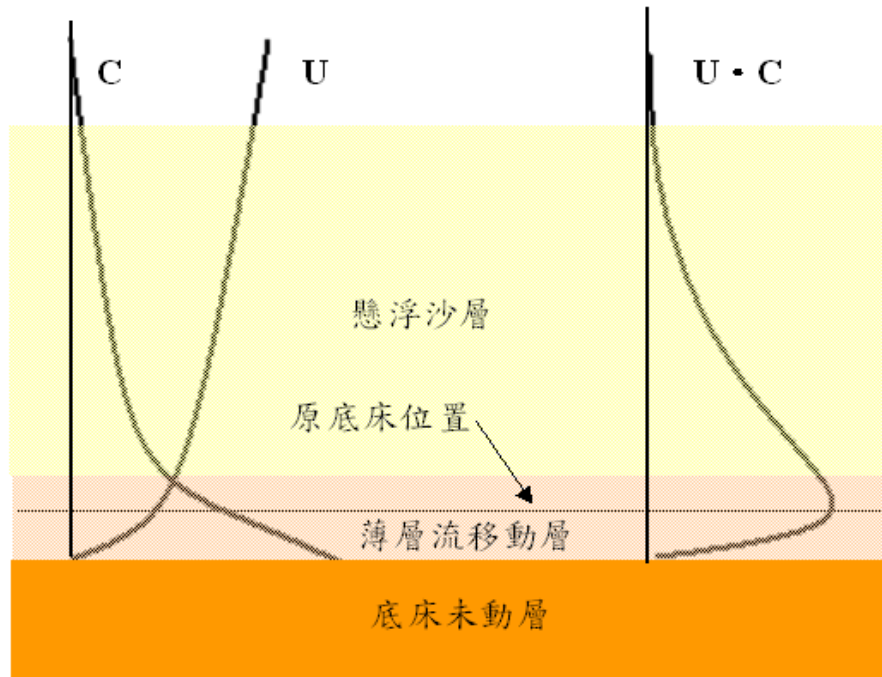


圖 2.2 薄層流移動層位置示意圖

薄層流輸沙為流體與底質交互作用的二相流(two-phase flow)，Horikawa et al.(1982)在 U 型槽中以電阻式濃度檢測器觀測薄層流的起始條件與輸沙濃度。Yu et al.(1990)則將該電阻式濃度檢測器用於現場灘面(swash zone)薄層流之觀測，發現薄層流下侵深度約 2~5mm 而移動層厚度則約 8mm。歐與許(1992)由輸沙延散方程式及流體運動方程式解析薄層流瞬間輸沙濃度分佈、輸沙量、流速剖面與摩擦係數等邊界層物理量，發現平均輸沙量約與最大徐爾滋數(maximum Shields number)的三次方成正比。Dong and Zhang(1999)則將薄層流輸沙分為三層，移動層(moving layer)下流速小於 0.1 最大流速為不動層(immovable bed)，移動層之上界限則設為 0.05 最大濃度處，並分別根據流體與底質運動之連續方程式及動量方程式提出平坦底床受振動流作用的二相流模式。其控制方程式分別如下：

1. 流體相與底質相之連續方程式

$$\frac{\partial \rho(1-C)}{\partial t} + \frac{\partial \rho(1-C)u_j}{\partial x_j} = \frac{\partial \rho \overline{C'u'_j}}{\partial x_j} \quad (2-13)$$

$$\frac{\partial \rho_s C}{\partial t} + \frac{\partial \rho_s C u_{sj}}{\partial x_j} = - \frac{\partial \rho_s \overline{C'u'_{sj}}}{\partial x_j} \quad (2-14)$$

2. 流體相與底質相之動量方程式

$$\frac{\partial \rho(1-C)u_i}{\partial t} + \frac{\partial \rho(1-C)u_i u_j}{\partial x_j} = -\rho(1-C)g\delta_{i2} - (1-C)\frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{\partial T_{ij}}{\partial x_j} - f_i \quad (2-15)$$

$$\frac{\partial \rho_s C u_{si}}{\partial t} + \frac{\partial \rho_s C u_{si} u_{sj}}{\partial x_j} = -\rho_s C g\delta_{i2} - C \frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{\partial T_{sij}}{\partial x_j} + f_i \quad (2-16)$$

其中， $x_i (i=1,2,3)$ 為卡式座標系統， t 為時間， ρ 為流體密度， ρ_s 為底質密度， C 為底質體積濃度， u_j 與 u_{sj} 分別為 x_j 方向之水粒子與底質顆粒分速， p 是壓力， g 為重力加速度， δ_{ij} 為 Kronecker delta， T_{ij} 為紊流應力張量， T_{sij} 為底質顆粒間之應力張量， f_i 為 x_i 方向上流體與底質顆粒間作用力， C' 與 u' 則代表其變動量。

以上相關薄層流模式或可應用於灘面附近底床平坦地形之輸沙量估算，但是根據本研究在現場攝得之底床輸沙活動顯示，碎波帶內底床沙鏈結構發達，在波動之往復振動底流作用下，沙鏈結構上之輸沙活動包括懸浮質、底移質及薄層流三者同時出現情況。因此以數值方法估算近岸輸沙量必須將三者同時應用在有沙鏈結構之輸沙模式上，但是在缺乏適當的觀測儀器下，現場薄層流輸沙至今仍無法作有效的量測，只能作定性上的觀察。

2.4 平滑化瞬時波能(SIWEH)

Funke & Mansard(1978)為描述群波現象提出了平滑化瞬時波能歷程(Smoothed Instantaneous Wave Energy History，簡稱 SIWEH)的方法，其定義為以水位 $\eta(t)$ 平方的移動平均來表示，即

$$E(t) = \frac{1}{T_p} \int_{-T_p}^{T_p} \eta^2(t + \tau) \cdot Q(\tau) d\tau \quad (2-17)$$

式中 $Q(\tau)$ 為濾窗函數

另外，為描述群波現象的強弱程度，Funke 等另提出一個參數，稱為群波因子(Grouping Factor，GF)，其計算式如下

$$GF = \frac{1}{E} \cdot \sqrt{\frac{1}{T_n} \int_0^{T_n} (E(t) - \bar{E})^2 \cdot dt} \quad (2-18)$$

GF 值愈大則大波振幅與小波振幅之比值愈大，即群波現象愈明顯。

2.5 Hilbert 轉換之能譜分析方法

海面波浪或是水位變化常常是非線性(nonlinear)或是非平穩性(non-stationary)的。在傳統上，廣泛應用的傅立葉能譜分析(Fourier spectral analysis)雖提供一簡單便捷的方法來分析這些資料的頻率與能量分佈，惟其系統必須是線性與平穩性的，否則分析出來的資料頻譜分佈將無意義。舉例來說，傅立葉頻譜在整體地定義出均勻調和函數分量時，對於非均勻非平穩性資料，它會產生很多附加調和函數分量來近似資料，使得分析結果之能量散佈在很寬的頻帶裡。再則，傅立葉分析使用三角函數作線性疊加，故對於非正弦函數波形，它需要附加的調和函數分量來模擬所謂的變形波，乃造成頻寬增加、能量發散，此些都是傅立葉分析法所難以克服之盲點。

2.5.1 瞬頻(Instantaneous Frequency)

在進一步說明此種 Hilbert 轉換能譜分析法前先介紹瞬頻的觀念，此種瞬頻觀念在過去曾經引起極大的爭議，主要是因為傳統的傅利葉分析法認為所有的波動皆是由各種振幅、相位不一的正弦或餘弦函數

波所合成，任何小於一個正弦週期的波動者不成為一個波，因此也就沒有所謂瞬頻。此種觀念否認了自然界波動頻率會隨時空變化的事實，因為自然界的波動現象是非線性(nonlinear)而且是非穩態(non-stationary)的，傅利葉分析法採用時域平均法則必須將時域內的波動視為線性(linear)與穩態(stationary)資料，自然無法接受瞬頻的觀念。Hilbert 轉換則適時提供一絕佳工具，對任一時序列資料 $y(t)$ 其 Hilbert 轉換 $B(t)$ 為

$$B(t) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{y(t')}{t - t'} dt' \quad (2-19)$$

其中， $y(t)$ 與 $B(t)$ 互為共軛複數對，可得解析訊號 $z(t)$

$$z(t) = y(t) + iB(t) = b(t)e^{i\theta(t)} \quad (2-20)$$

$$b(t) = [y^2(t) + B^2(t)]^{1/2} \quad (2-21)$$

$$\theta(t) = \arctan \frac{B(t)}{y(t)} = 2\pi f t \quad (2-22)$$

$$f = \frac{1}{2\pi} \frac{d\theta(t)}{dt} \quad (2-23)$$

基本上，Hilbert 轉換就是 $y(t)$ 與 $1/t$ 的迴旋積分(convolution)，因此可以表現出 $y(t)$ 的局部特性，根據定義 $\theta(t)$ 為 $y(t)$ 的瞬時相位角， f 即是所謂瞬頻。

2.5.2 內含模組函數(Intrinsic Mode Function)

解析一組複雜的時序列資料首先以極值零切點逐步取出各頻域騎乘波(riding wave)，亦即以各波動極大與極小值包絡線的平均值切線為零點將資料騎乘波動篩檢出來，此方法不同於移動平均(moving average)，因為移動平均法在遇到非定常性(non-stationary)資料時無法有效的自動調節其窗戶函數(window function)。篩檢出來的 IMF 代表隱含於資料中振盪模式，它不限於窄頻資料，在時序列上它允許振幅與頻率的調變，所以它可以是非穩態的(non-stational)。

2.5.3 經驗模式分解法(Empirical Mode Decomposition Method)

由 Huang et al.(1996)提出的經驗模式分解法(Empirical Mode Decomposition Method)簡稱 EMD，使我們在資訊解析上有不同的視野切入，圖 2.3(a)為一組原始波動資料，EMD 解析過程為依循訊號波動的局部特性以極值包絡線均值逐步篩選出所有的內含頻域波動，亦即將訊號資料中所有極大值與極小值分別以 cubic spline 曲線內插方法繪製上下包絡線。圖 2.3(b)為片斷資料的第一次篩檢過程，其中紅線為原始資訊，兩條綠線分別為通過極大值與極小值的上、下包絡線，其平均值為藍線以 m_1 表示，則 m_1 與原始資料值的差即為第一次篩檢後的差值分量 p_1 ，亦即

$$p_1 = y(t) - m_1 \quad (2-24)$$

圖 2.3(c)中的紅線即為由原始資訊第一次篩檢出來的騎乘波 p_1 ，綠色線為摘除騎乘波後的餘值 m_1 。為能清楚看出解析作業過程，圖上顯示為原始資訊中的 20 秒片斷，但 cubic spline 曲線繪製法並非完美無瑕，有時過度扭曲或不足會造成 p_1 均值有局部輕微隆起或凹陷的現

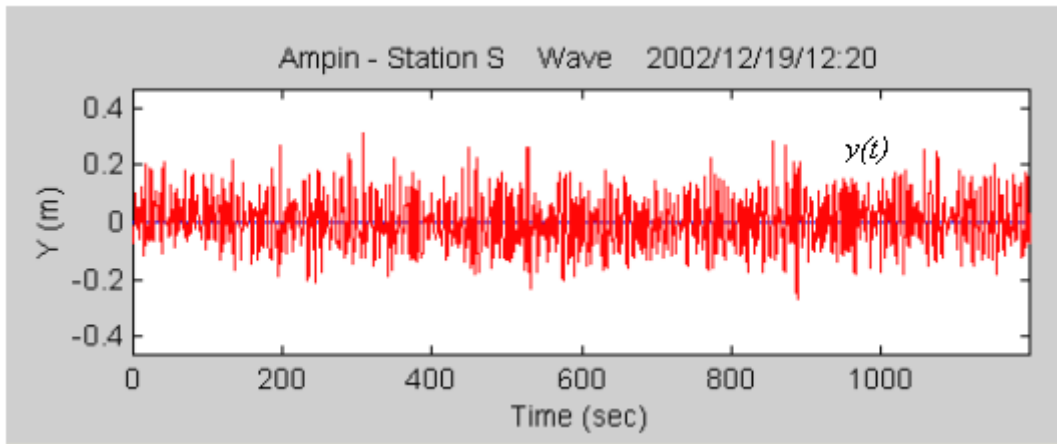


圖 2.3(a) 待解析之原始水位波動資料

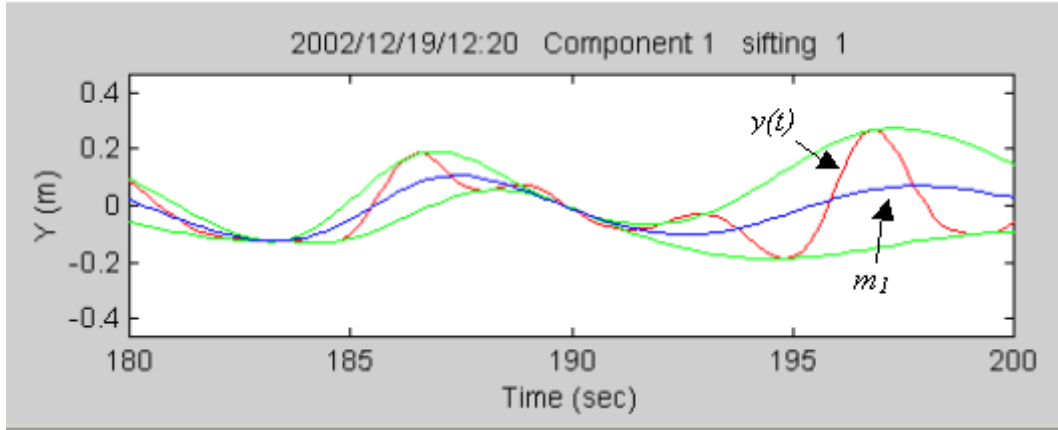


圖 2.3(b) EMD 上下包絡線(綠線)第一次篩檢過程

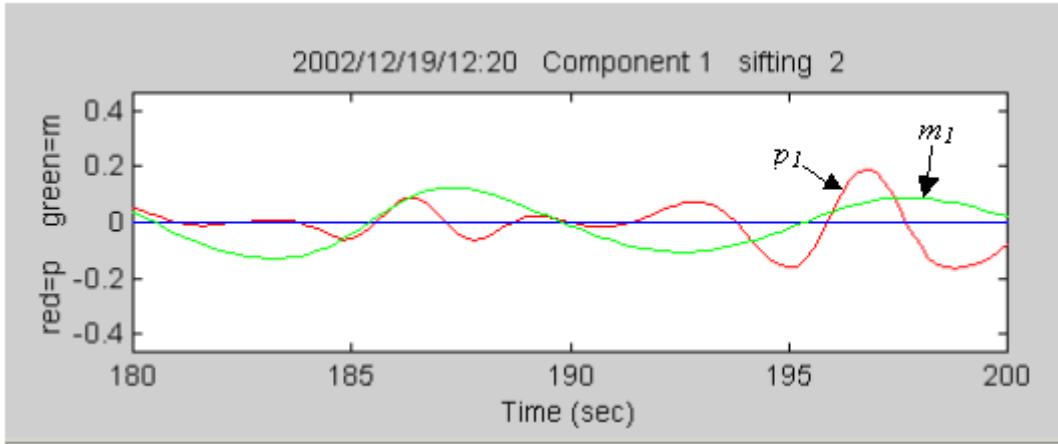


圖 2.3(c) 第一次篩檢得騎乘波(紅線)與波動餘值(綠線)

象，這些隆起或凹陷有可能產生另一個極值，這是由篩檢動作造成的非內含波動干擾，必須予以消除。因此繼續對 p_1 作篩檢動作直到這種現象減至某種程度以下為止，目的在讓取出騎乘波更平滑順暢，圖 2.3(d)與圖 2.3(e)即為持續的篩檢修正過程，圖 2.3(f)為修正完成的第一組騎乘波結果，圖 2.3(g)則為摘除該騎乘波後的餘值。

$$p_{11} = p_1 - m_{11} \quad (2-25)$$

$$p_{12} = p_{11} - m_{12} \quad (2-26)$$

.....

$$p_{1k} = p_{1(k-1)} - m_{1k} \quad (2-27)$$

$$C_1 = p_{1k} \quad (2-28)$$

我們設立一臨界標準讓篩檢程序能自動停止，也就是兩連續 p 值間的標準差 s 達到一定值以下時能自動進入下一階段騎乘波的篩檢。

$$s = \left\{ \sum_{t=0}^T \left[\frac{[p_{1(k-1)}(t) - p_{1k}(t)]^2}{p_{1(k-1)}^2(t)} \right] \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (2-29)$$

圖 2.3(h)即為經過篩檢修正 s 值的變化，當 s 值小於 0.1 時，一般可以得到很好的騎乘波平滑效果，此時 p_{1k} 可代表第一組 IMF ，也就是最高頻域分量 C_1 。

$$R_1 = y(t) - C_1 \quad (2-30)$$

R_1 為由原始資料取出第一組分量後的餘值，仍含有其它較低頻域分量，因此繼續以上述篩檢方式將其餘頻域逐一析出。

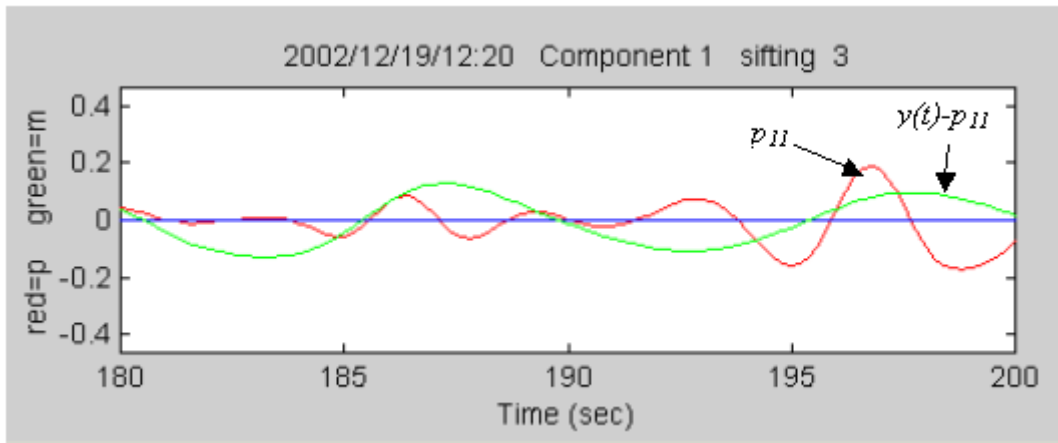


圖 2.3(d) 第二次篩檢修正得騎乘波(紅線)與波動餘值(綠線)

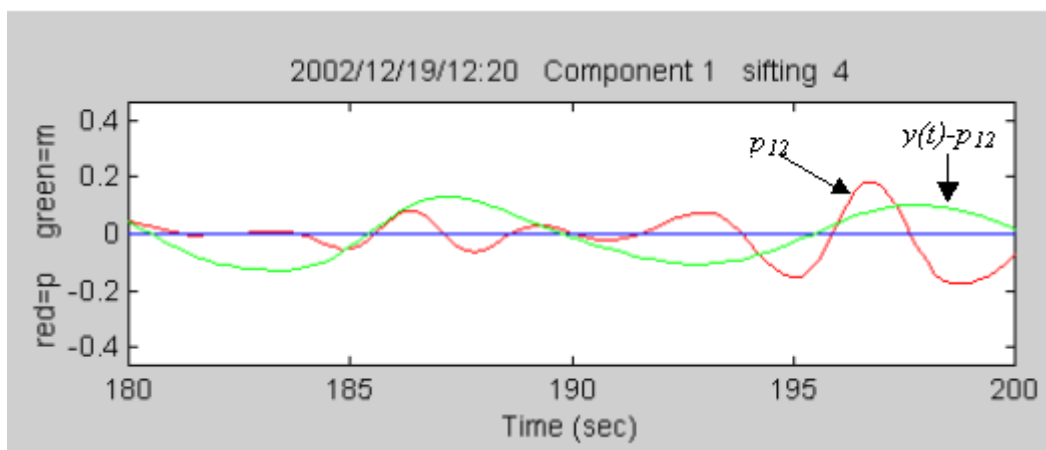


圖 2.3(e) 第三次篩檢修正得騎乘波(紅線)與波動餘值(綠線)

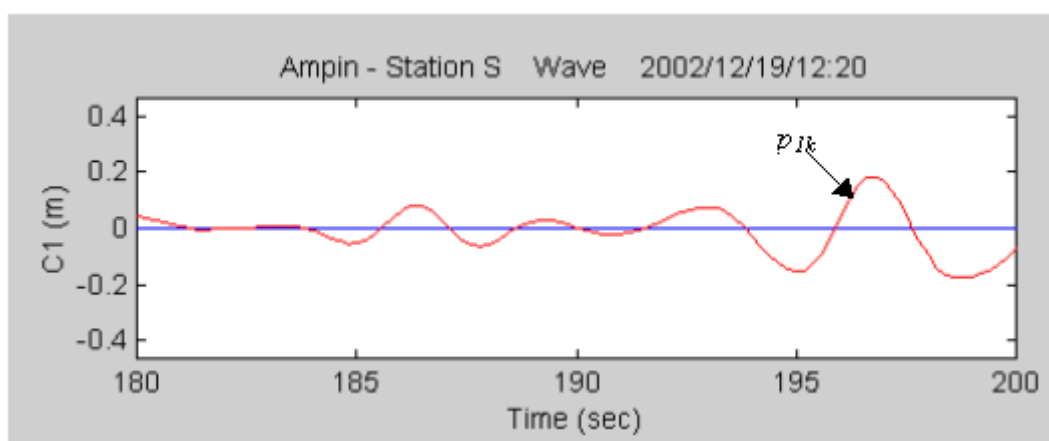


圖 2.3(f) 最後篩檢修正完成之騎乘波(紅線)

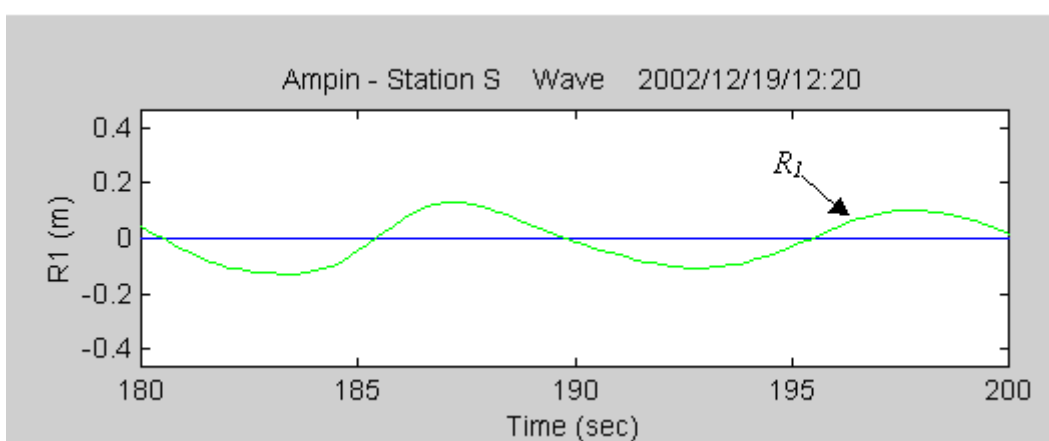


圖 2.3(g) 減去騎乘波後之波動餘值(綠線)

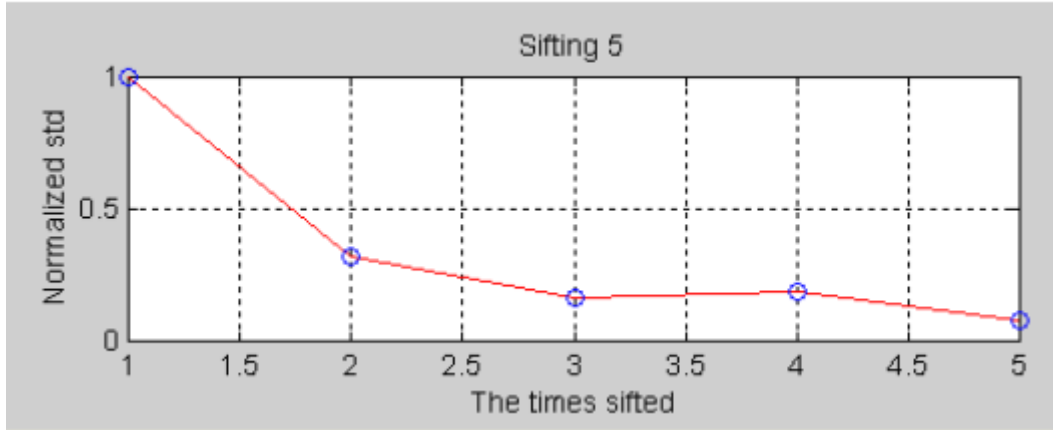


圖 2.3(h) 篩檢過程之標準差變化

$$R_2 = R_1 - C_2 \quad (2-31)$$

$$R_3 = R_2 - C_3 \quad (2-32)$$

.....

$$R_n = R_{n-1} - C_n \quad (2-33)$$

篩檢過程一直進行到餘值 R_n 無法再形成極值包絡線而只是一條趨勢線為止，將式(2-30)至式(2-33)累加得到

$$y(t) = \sum_{i=1}^n C_i + R_n \quad (2-34)$$

最後，我們得到 n 組不同頻域分量及一組趨勢線的組合。最後將所有解析得 *IMF* 分量由高頻域至低頻域依序繪於圖 2.4，圖左為各頻域之平均週期，圖中顯示各頻域分量中仍然具有非穩態振幅與頻率調變現象。

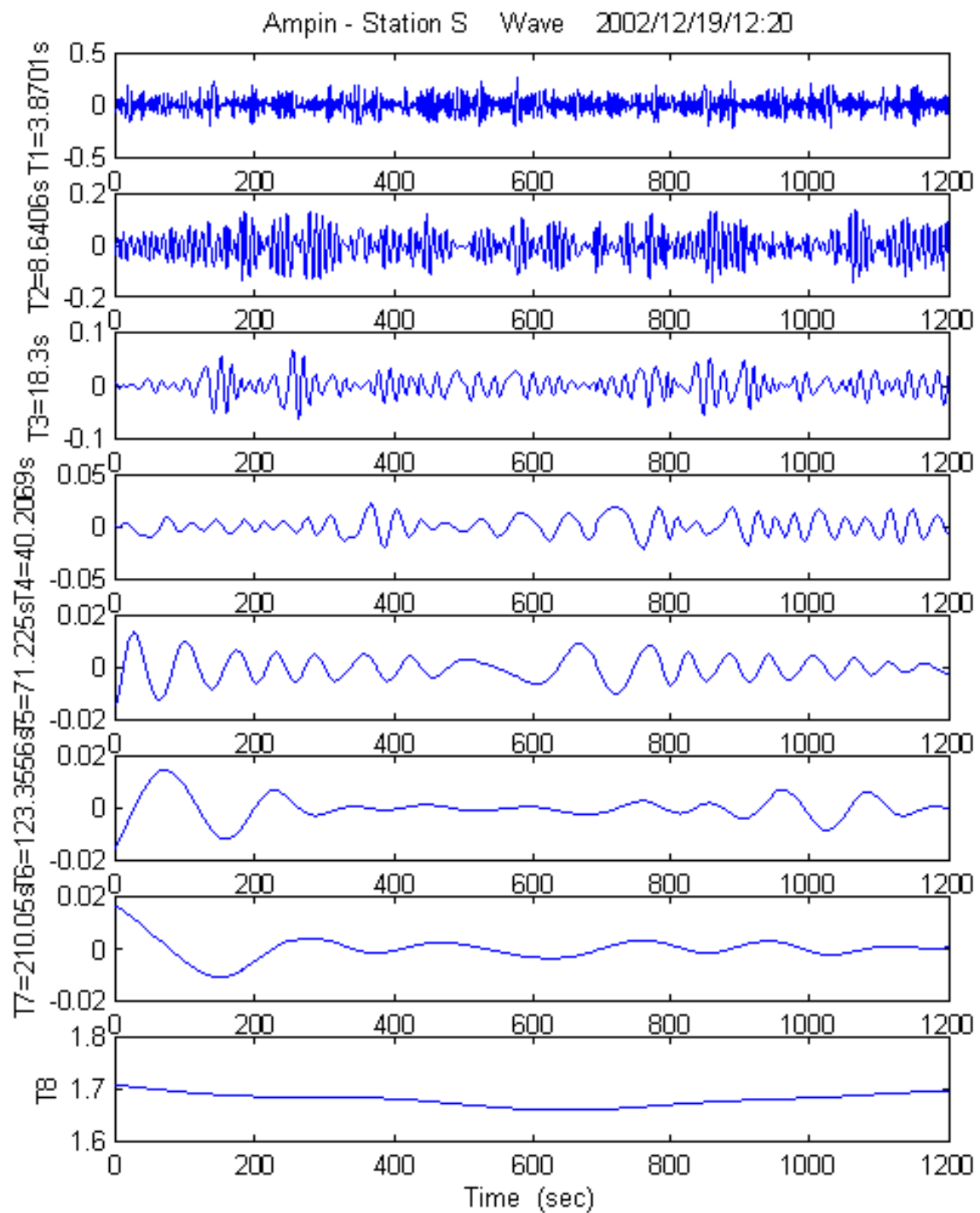


圖 2.4 *EMD* 解析之各頻域波動分量與其趨勢餘值

2.5.4 *Hilbert* 能譜分析

內含各種振盪模式的訊號資料經由 *EMD* 方法分解得各個 IMF 頻

域分量後可根據式(2-19)藉由 *Hilbert* 轉換求各分量在延時上的瞬頻變化，將資料分解為 n 個 *IMF* 分量與最後餘值 R_n 的和。

$$y(t) = \sum_{j=1}^n b_j(t) e^{i2\pi \int f_j(t) dt} + R_n \quad (2-35)$$

R_n 本身受限於資料長度無法有效表現波動特性僅能代表整體資料的一種趨勢，既然沒有波動特性也就談不上波能了，因此在討論能譜分佈時便特意將 R_n 排除。式(2-35)顯示各 *IMF* 分量 C_j 的振幅 $b_j(t)$ 與瞬頻 $f_j(t)$ 皆為時間的函數。同一組資料如以傅氏(*Fourier*)函數展開則為

$$y(t) = \sum_{j=1}^{\infty} b_j e^{i\omega_j t} \quad (2-36)$$

振幅 b_j 與角頻 ω_j 都不是時間的函數，即各個分量的振幅與頻率都是常數，但在實際自然界同一頻率可以有不同振幅而同一振幅也可以有不同頻率，況且在兩頻率相近情況下代表振幅調變的群波現象即會發生，因此自然界現象確實是非穩態的(*non-stationary*)，比較式(2-35)與式(2-36)即可明瞭兩者的差異與適用性。以 *IMF* 展開的式(2-35)代表振幅與瞬頻在時域上的變化，可以三維方式表現振幅相對於時域與頻域的分佈，這就是 *Hilbert* 振幅譜(*Hilbert amplitude spectrum*)，

$$S_H(\omega, t) = \sum_{j=1}^n b_j(t) e^{i2\pi \int f_j(t) dt} \quad (2-37)$$

如以振幅平方表示能量密度則可得到 *Hilbert* 能譜(*Hilbert energy spectrum*)。

圖 2.5(a)為原始水位振盪資料，圖 2.5(b)即為其 *Hilbert* 振幅譜，顯示波動能量在時域與頻域上的變化，這裡頻域以週期對數軸表示是為方便檢視其分佈與變化情形。將希耳伯振幅譜在時域上累加即得到邊際能譜(*marginal spectrum*)，

$$S_m(\omega) = \int_0^T S_H(\omega, t) dt \quad (2-38)$$

它代表該資料時段內波動能量在頻域上的分佈。圖 2.7(c)即為其邊際能譜圖，省略了時域上的變化使能譜分佈更為簡潔清楚。

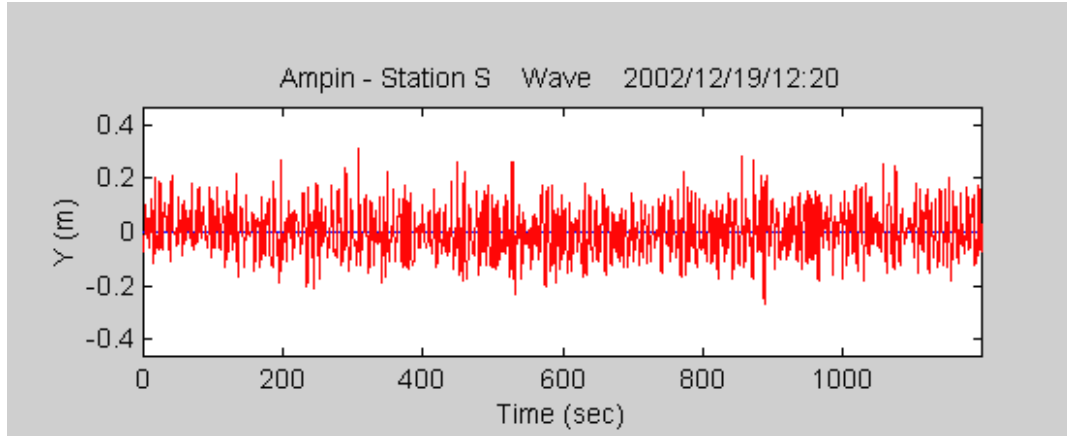


圖 2.5(a) 現場原始水位振盪資料

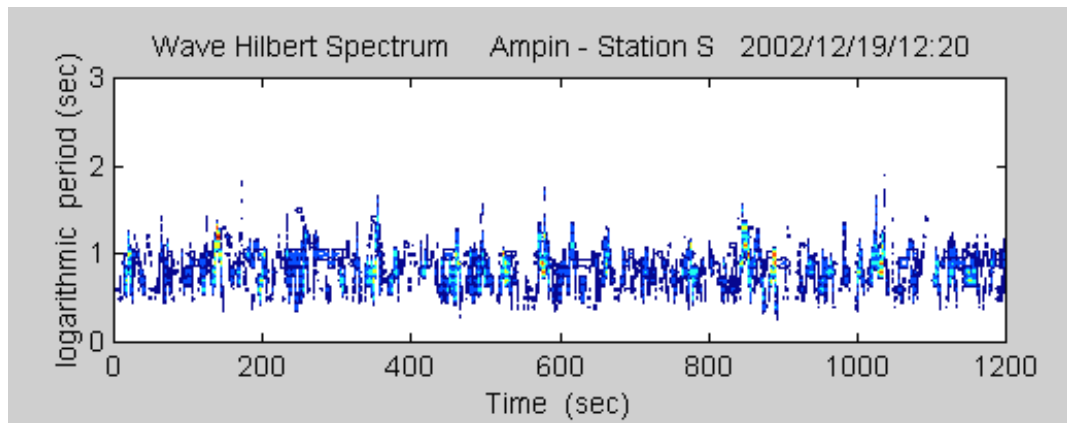


圖 2.5(b) 經 *Hilbert* 轉換之三維水位振幅譜

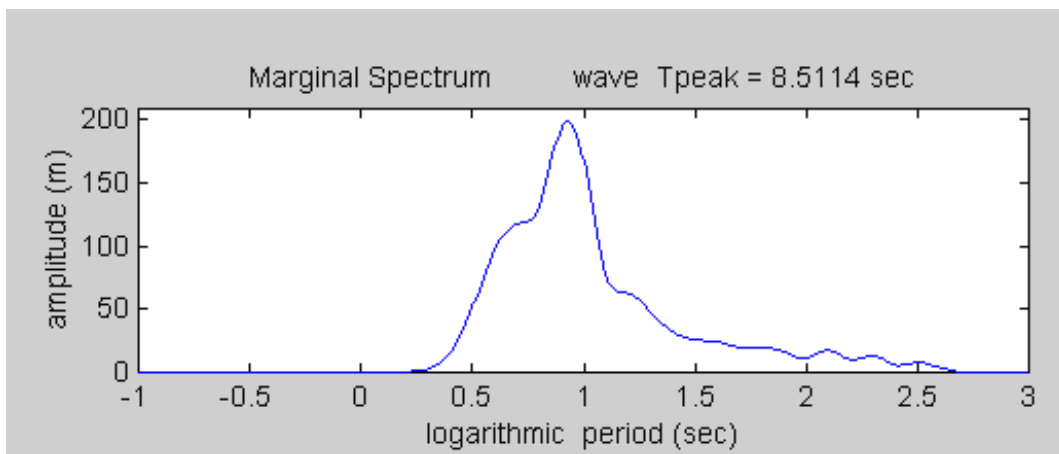


圖 2.5(c) 作時域累加之邊際能譜圖

2.6 亞重力波(Infragravity Waves)

造成海灘動盪的邊緣波屬於亞重力波(infragravity wave)的一種，週期約為 30 秒~1000 秒，當外海波浪入射至岸，受地形影響產生反射波反射於外海，若是入射角度較小，受海底地形影響將反射波繞射回海岸，並因此而沿海岸傳遞，此種侷限於海岸的侷限波(trapped waves)，稱為邊緣波(edge waves)。較靠近岸邊的邊緣波波浪振幅較大，而靠近外海的邊緣波則振幅較小，並以不同模態形式存在。根據 Ecakrt(1951)，邊緣波沿平行海岸方向做空間的週期變化，其波形解如下式。

$$\eta(x, y, t) = a_n L_n(2kx) e^{-kx} \cos(ky - \omega t) \quad (2-39)$$

其中 $\omega = \frac{2\pi}{T}$ 為角頻率， $k = \frac{2\pi}{L}$ 為周波數， a_n 為波浪振幅， L_n 為 n 階 Laguerre 多項式， x 和 y 分別為離岸與沿岸方向，波形如圖 2.6，振幅較大部份靠近海岸，越往外海振幅越小。

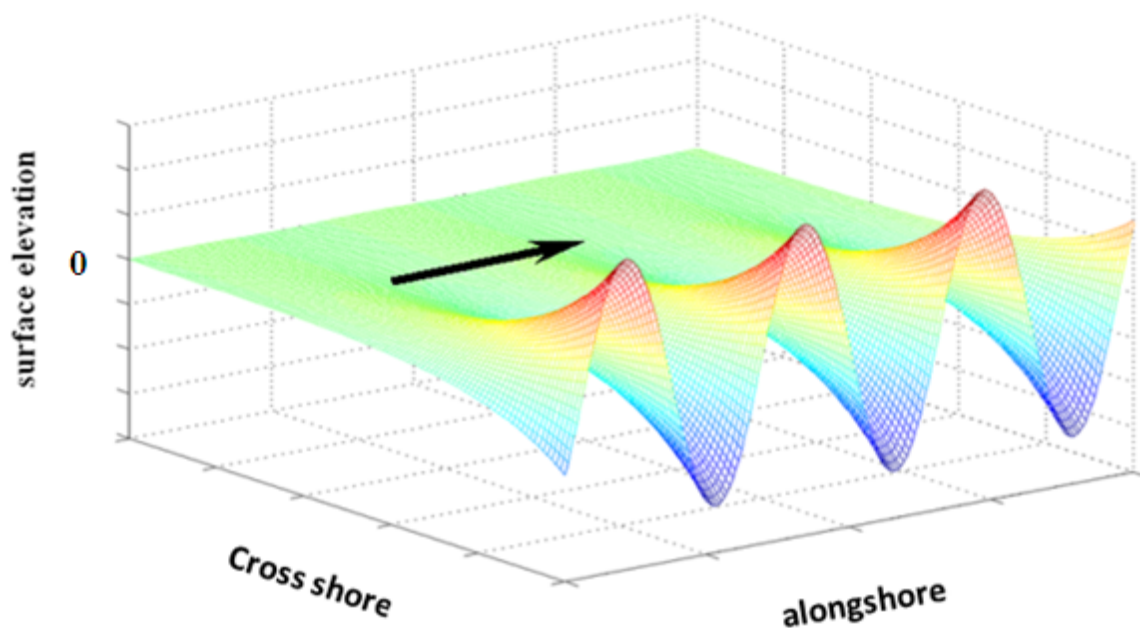


圖 2.6 邊緣波型之基本型態

由於現場觀測資料取自單點的定點水位與流速資料，假設測量波浪為單一方向前進波並忽略波浪反射或繞射作用，以水粒子動量方程式推導邊緣波理論式子(Chen, 2007)，

$$\frac{\partial}{\partial t} \vec{u} + (\vec{u} \cdot \nabla) \vec{u} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - 2\vec{\Omega} \times \vec{u} + \nu \nabla^2 \vec{u} \quad (2-40)$$

忽略科式力與黏滯力等非線性項，簡化得

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \nabla p \quad (2-41)$$

式中 $\vec{u}$ 為流場速度， t 為時間， p 為壓力， ρ 為流體密度。若壓力與流速皆正比於 $e^{(iky-i\omega t)}$ ，分別對壓力及流速微分得，

$$p = \rho \frac{\omega}{k} u \quad (2-42)$$

根據邊緣波的頻散關係式

$$\omega^2 = gk(2n+1)\beta \quad (2-43)$$

β 為底床坡度，轉換後可得

$$\omega = \frac{gT}{L}(2n+1)\beta \quad (2-44)$$

代回式(2-42)，即得出邊緣波型態之理論式

$$\frac{p}{uT} = \frac{\rho g}{2\pi}(2n+1)\beta \quad (2-45)$$

其中， n 為邊緣波模態數；當 $n=0$ ，為 Stokes 波；當 $n=1$ 時，為第一模態邊緣波，依此類推。

第三章 安平海域碎波帶之現場觀測與分析

波浪由外海進入近岸地區會因地形發生折射、繞射、反射等現象，底質結構更決定了底床特性，顆粒細的可能形成緩坡地形，而顆粒粗的則會形成較陡灘面及較大沙漣，這些特性使入射波浪在進入碎波帶後有極大變化也直接影響近岸的漂沙活動。本研究針對安平港南側海域之黃金海岸進行現場觀測以進一步瞭解其對波浪與底床輸沙的影響。

3.1 現場背景資料說明

台南安平港南側沿岸有一大片沙灘由北至南綿延十數公里長，此即為著名的台南黃金海岸，夜晚及假日時常常吸引青少年或情侶散步玩耍其間，尤其是秋高氣爽的傍晚當太陽西下時，涼風習習，景色宜人；點點蚵架，散亂的點綴在湛藍海面上，真是人間少有美景。2002年7月娜克莉(NAKRI)颱風由南海北上直襲臺灣西南沿海，強風巨浪幾乎吞噬掉大半海岸沙灘，海岸線被迫撤退至堤防護岸附近，沙灘上看似堅固的木頭人行步道早被摧毀殆盡慘不忍睹，海面上漁民賴以為生的牡蠣養殖用蚵架也被無情的摧殘撕裂成了岸邊的堆堆垃圾如圖 3.1 的照片，這就是波浪的力量。

近岸淺水地區因波浪觸底及碎波作用，波能大量釋出，在邊界層形成渦流結構使底床砂粒懸浮便利沿岸流或向、離岸流之攜帶運送，因此現場觀察碎波帶內之波浪、流與懸浮漂沙運動有助於瞭解近岸海域漂沙狀況。



圖 3.1(a) 安平海域漁民養殖用的蚵架



圖 3.1(b) 颱風過後蚵架成了岸上垃圾堆

3.1.1 地形特性

台南黃金海岸一帶潮差小、灘面較陡，不適合以單一固定點觀測方式來探討整個碎波帶之波浪、流與漂沙運動。為觀測近岸之波況、

流場與懸浮沙活動，本研究於安平港南側黃金海岸近岸碎波帶內設置一短期觀測站為 Station S 測站，位置如圖 3.2 所示。

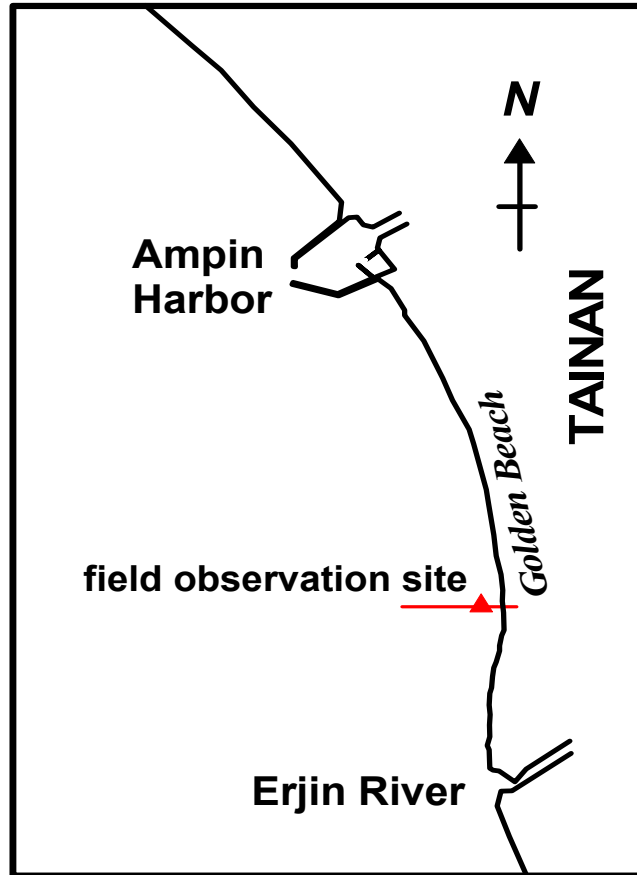


圖 3.2 安平海域地形及近岸觀測站位置圖

該地海岸為南北走向，南為二仁溪出海口，可提供近岸輸沙的沙源，北有安平港南防波堤可阻擋北向之沿岸輸沙，但將北向沿岸漂沙聚集於防波堤南側的結果並不保證南側黃金海岸不被侵蝕，此類人工海堤興建後可預見的結果是海灘地形變化，此消彼長以自然方式達成穩定狀態。由於該地區灘面較陡，浪小時碎波帶範圍窄可能只有數十公尺，入射波浪大都以捲波(Plunging)型態在距岸極近地方發生碎波， $\xi_0 = \tan \beta / \sqrt{H_0/L_0}$ (surf similarity parameter)一般介於 0.5 與 3.3 之間 (Battjes,1974)。根據港研所設於安平外海觀測樁之波浪觀測結果(邱等，2001)， $H_o/L_o \approx 0.01$ ，得 ξ_0 約為 0.5。

3.1.2 海氣象特性

該海域北有曾文溪口沙岬之陸地屏障對東北季風有相當阻擋作用，但因該區海岸線走向為北北西-南南東，面對西南風時反而位於不利狀態。根據港灣技術研究所設於安平外海 15m 水深觀測樁觀測資料分析結果，顯示本海域之波浪成長變化受風向影響頗大。綜合來說，每年 10 月至次年 2 月為東北風盛行期，雖然季風持續吹襲，但是本海域北邊有陸地屏障，吹風距離受限，因此波高無法持續成長， $H_{1/3}$ 均維持在 0.4m~0.5m 間。4 月之波高最低；6 月以後風向改變為西南風，波高也隨之逐月成長，再加上颱風之侵襲；故 8 月份之 $H_{1/3}$ 平均值為全年最高，可達 0.85m。9 月又進入季風轉換期，雖仍有颱風之侵襲，但 $H_{1/3}$ 平均值已下降至 0.7m 以下，10 月、11 月、12 月三個月之 $H_{1/3}$ 平均值則維持在 0.45m 上下。

本海域海流主要成份為潮流，每天有兩次漲、退潮，流向約每隔 6 小時作往復運動，每日最大流速多在 60cm/s 以下，農曆朔望時流速較大，可達 77cm/s。相較於波浪現象之大幅度季節變化，海流也有季節性差異，但不若波浪那樣明顯，因為海流之組成主要是恆流，風吹流及潮流三者。恆流是大範圍之洋流活動，如黑潮等，雖然也有季節性之強弱，但多可推估，且其影響範圍在外海較為明顯。由風引起的吹送流其水流搬運方向在風向右邊，風速、風向變化大時，引起的吹送流也微弱多變，近岸沿海地區主要仍以潮流和沿岸流為主。

本海域受半日潮與全日潮綜合影響，每天有 2 次漲、退潮。朔、望時流速較大，上、下弦月時流速較小，流速極值包絡線之幅度變化約 20cm/s。主要流向為 WNW-ESE 方向，漲潮流往 WNW，退潮流往 ESE，1~2 月間潮流受強勁東北風之風驅流影響有往南偏移趨勢。

測點附近海岸線為南北走向，冬、夏季時分別受東北與西南季風影響，海岸地形受不同方向的優勢漂砂作用而有不同變化。圖 3.3 顯示當地主要波浪能量來自 SSW 及 WSW 方向間，並集中於每年 5 月至 9 月，即夏季西南季節風時。如以 S、SSW、WSW 及 WNW、NNW、N

分別代表沿岸向北及向南方向之輸沙作用能量，其能量比約為 4:1，所以全年漂沙優勢方向為向北。

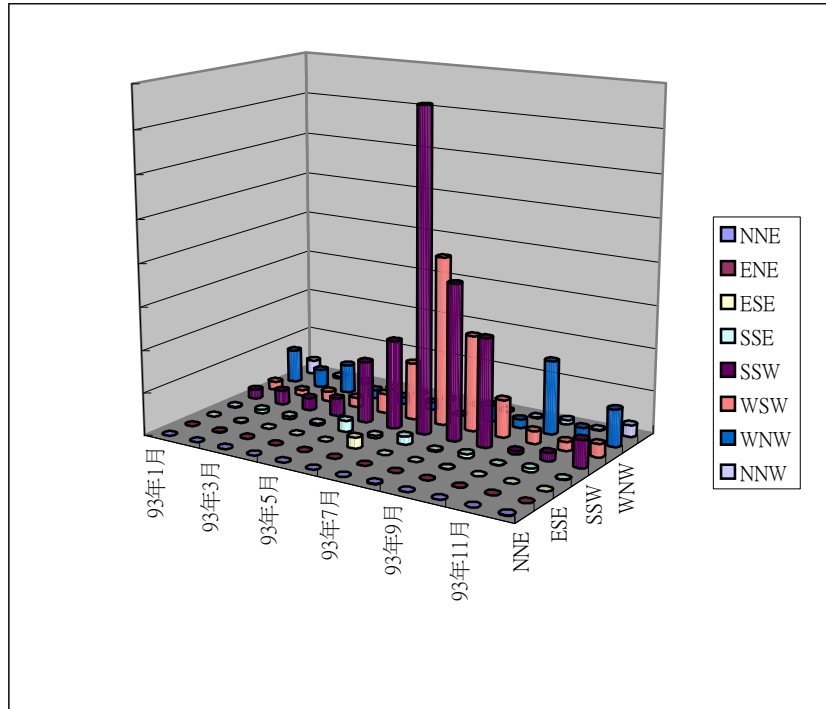


圖 3.3 安平海域全年波浪能量分佈

該海域於 9 月後西南風逐漸減弱，並進入東北季節風時節，微弱風浪與稍微向南的碎波入射角度使該海域灘面又逐漸回填淤積，雖然較深水域仍有少許侵蝕現象。該海域南側有二仁溪為主要漂沙來源，夏季強烈西南風浪將沿岸懸浮沙帶往外海及北方，由於北方海岸建有向海延伸的安平港防波堤，阻擋沿岸輸沙並使漂沙在防波堤南側淤積。冬季東北風風浪受北方陸地地形阻擋，風浪大受影響，接近海岸時碎波角度將近垂直，碎波時向南輻射應力小，往南輸沙能力也大為減弱。此時沿岸輸沙主要受南、北向變化的潮流影響，由於現場海域南有二仁溪口，溪口多淺灘，未受遮蔽的東北風風浪在此因碎浪產生大量懸浮沙，較之北方受遮蔽的海岸，由二仁溪上游攜帶出海的漂沙便逐漸在該海域淤積，此為海岸不平衡輸沙的結果。本研究將持續進行測量監控，以瞭解該海域海岸變化趨勢與波浪、潮流等之關係。

3.2 現場儀器佈置與流場觀測

本研究分別於不同季節在測站碎波帶內外裝設多層次流速計及濁度計等，以 2Hz 取樣方式量測離底不同高度之流速與懸浮質濃度，波浪儀取樣頻率則為 4Hz，每個測點觀測時間約十分鐘，同時將整組儀器在最短時間內沿垂直海岸線方向移動，最後經潮位修正、時間校正與觀測值率定後可以獲得近岸碎波帶附近不同相對位置之波浪及剖面流場與懸浮質濃度分佈，圖 3.4 為 2006 年 6 月 8 日進行現場觀測時之碎波帶附近地形與相關測點位置。流速計、水位計及濁度計等儀器配置如圖 3.5。

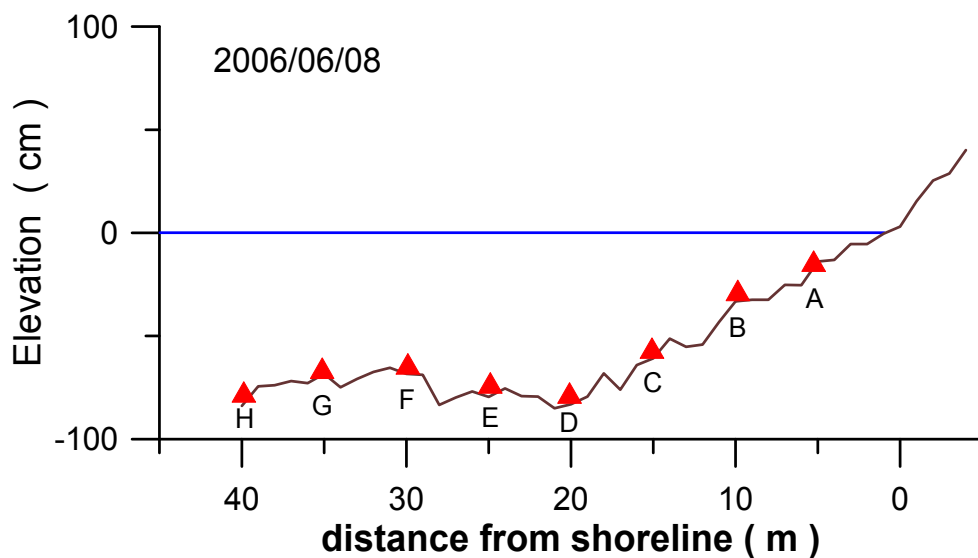


圖 3.4 碎波帶附近地形與相關測點位置

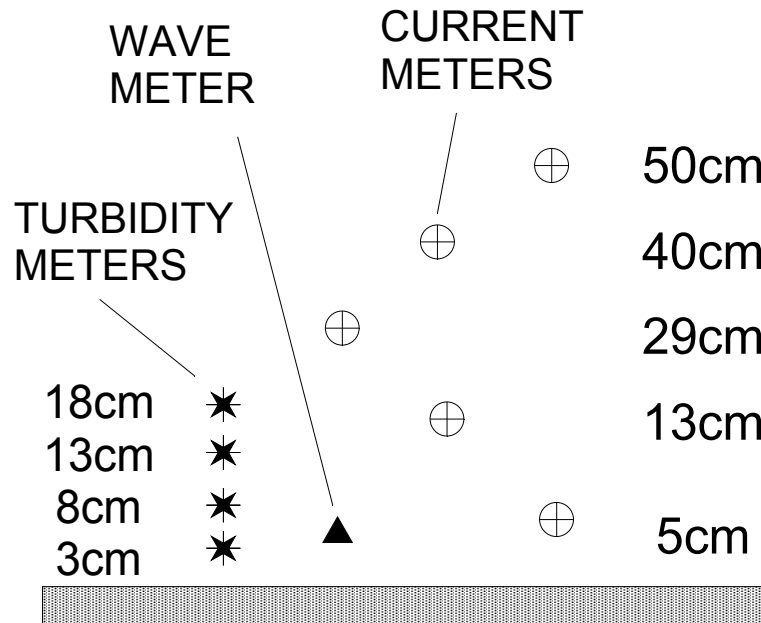


圖 3.5 現場觀測儀器配置圖

2006 年 6 月 8 日進行現場觀測時，海面吹西南風，5 至 6 雷雨區陣風 9 級，中至大浪。碎波帶內底床坡度約為 0.047，夏季浪大，碎波相似參數(surf similarity parameter)介於 0.5 與 3.3 之間，碎波多為捲波(plunging breaker)形態，碎波點波高將近 1m，圖 3.6 為現場觀測時碎波點碎波之連續照片。





圖 3.6 現場碎波帶之連續照片

波浪由外海向岸前進並於近岸地區碎波帶內崩解，波能瞬間大量釋出，引起漂沙現象。在現場進行觀測時，為考量儀器安全及取得資料的正確性，大多採用自記式儀器，避免外部訊號線路被碎浪、急流

毀損。近岸碎波點距岸約 40 公尺，視當時浪況而定。作業時由岸向海方向選取 8 個測點，每個測點相距 5m。五組二維電磁式流速計分別安裝於離底 5cm、13cm、29cm、40cm 及 50cm 位置，進行現場量測，取樣頻率為 2Hz。碎波帶內底床上 5cm 處之平均流速與流向如圖 3.7，圖中右側 y 軸為岸線位置，顯示碎波帶內底床附近之平均流場為向北及向外海方向，較大流速發生於碎波點附近。向北之沿岸流不斷將懸浮沙往北帶，如果南側二仁溪口之沙源補充不及，則造成海岸侵蝕。圖 3.8 則為距岸 35m 碎波點附近之垂直剖面流況，y 軸為離底高度，x 軸負值為向外海方向之流速分量，圖中顯示底床上 50cm 高度內有向海之底迴流存在，該底迴流將碎波捲起之懸浮沙帶往外海，也會造成海岸侵蝕。整合碎波帶內各個測點之觀測結果，其流場分佈如圖 3.9，強烈的底迴流將近岸侵蝕的沙帶至碎波帶外形成暫時性沙洲。

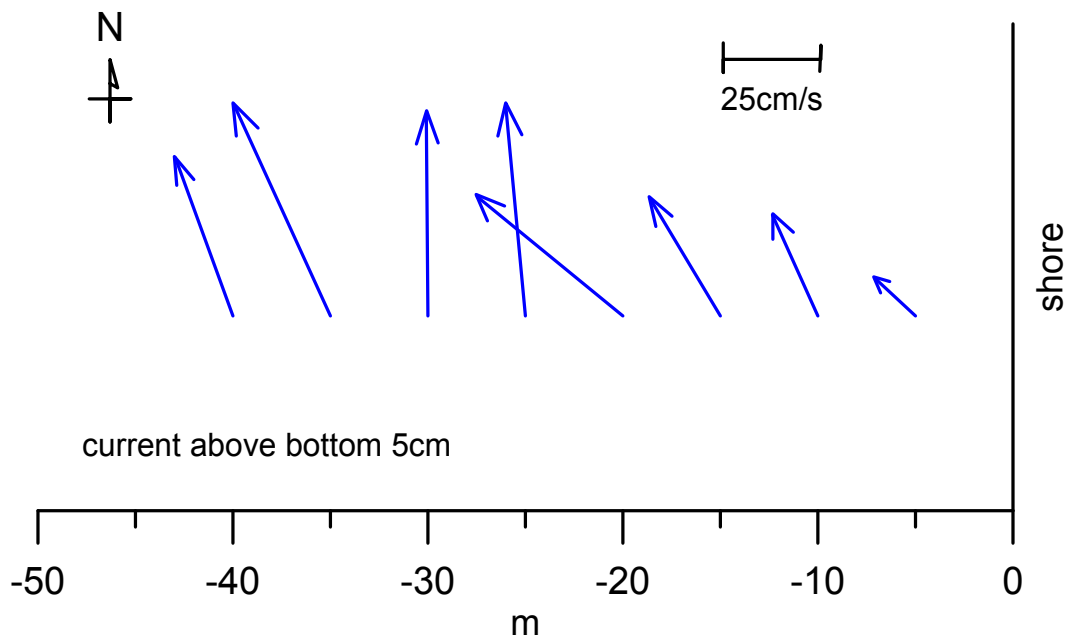


圖 3.7 碎波帶內底床上 5cm 處之平均流速與流向

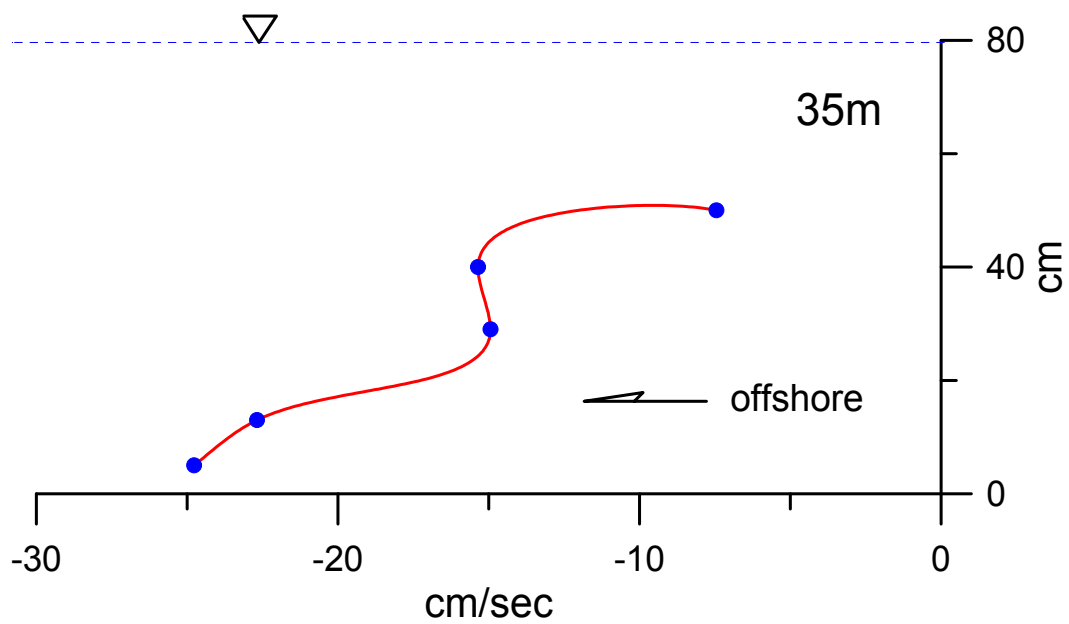


圖 3.8 距岸 35m 碎波點底床附近向海之流速分量

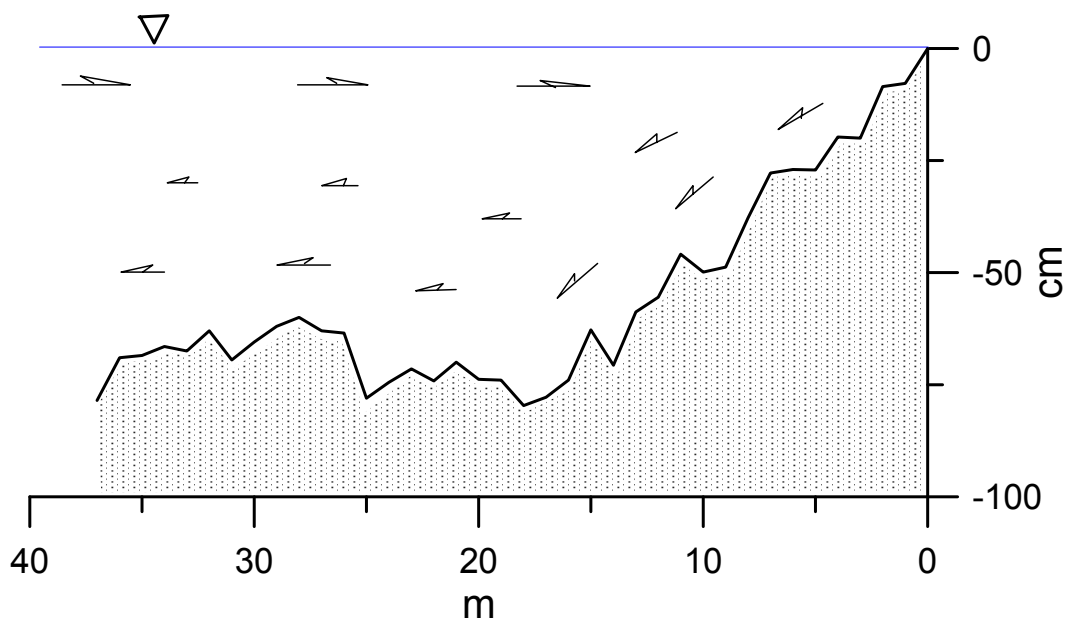


圖 3.9 碎波帶內之斷面流場示意圖

3.3 近岸亞重力波現象

3.3.1 懸浮質觸發(bursting)現象與群波之關係

海嘯、颱風或風浪群波釋出的閉鎖長波(locked/bound long waves)都可能在近岸地區產生長週期振盪，其週期界於 30 秒~1000 秒範圍，稱為亞重力波(infragravity waves)。底床附近之懸浮質常有週期性觸發(bursting)之濃度增加現象，其週期約在 50 秒~100 秒之間，此種突發性增加之濃度大約是背景濃度的 2~3 倍，而其發生則與波群及以 SIWEH 計算的瞬時波能歷程有相當的同步關係，示如圖 3.10。當群波中之大波列通過時，波浪能量增加使底床附近懸浮沙濃度驟增，其發生週期與群波特性和有關，據相關性分析結果，其最大相關係數達 0.77，時間差大約-0.5 秒如圖 3.11 所示。

此外，資料分析結果顯示懸浮沙濃度與群波能量成正比而與水深成反比如圖 3.12。當群波中最大振幅大於 40cm 時，才會發生底床懸浮質濃度驟增現象如圖 3.13，其相關式子如下。

$$\Delta C = 69.8A - 2850 \quad (3-1)$$

式中 A ：群波包絡線振幅，單位 cm

ΔC ：觸發增加濃度與背景濃度之差值，單位 ppm

波浪在近岸碎波帶附近常因觸底及碎波作用而有強烈非線性(nonlinear)與非穩態(non-stationary)現象，一般常用的傅利葉轉換(FFT)函數可提供快速有效的能譜分析，但其使用也有些限制，譬如對於非線性較強的波動現象或變化大的非穩態資料就不適合，因為傅利葉能譜分析是將分析的資料時間段視為穩定狀態，至少總能量或能量的分佈不會有太大變化，但在碎波帶內能量的變化起伏太大又有波動變形問題，因此傅利葉能譜分析方法並不適用。

Huang et al. 在 1996 年首先提出以包絡線找出資料振盪中心並將其逐步分解為不同分量組合的方法，此方法不將波動的原始成份局限於正弦波或其它固定函數波，而是依其自然波動的特性將各個波動分量逐一分離，此方法稱為經驗模式分解法 (Empirical Mode Decomposition)，分解得各組頻域分量則稱為內含模組函數 (Intrinsic Mode Functions)。此種解析方法既不會失去資料時間段的局部特性也不會因正弦函數波的強行植入而有使能譜能量分散的情形，因此成為新一代解析非線性 (nonlinear) 與非穩態 (non-stationary) 波動資料的利器，最後再以 Hilbert 轉換函數獲得代表能量-頻域-時間分佈的 Hilbert spectrum。

圖 3.14 即為碎波帶附近一組資料段的分析結果，為一種三維的表示方式，x 軸為資料段時間歷程，y 軸以頻域週期表示，能量等高線則表示在時域與頻域上之能量分佈情形。將之與圖 3.15 的原始水位波動資料對照即可發現 Hilbert spectrum 確實能將波動能譜的歷時變化清清楚楚的表現出來，這是傅利葉能譜分析無法作到的，縱使以資料切割方式求其歷時變化也會因資料的必須平均而失真以及失去其解析度。

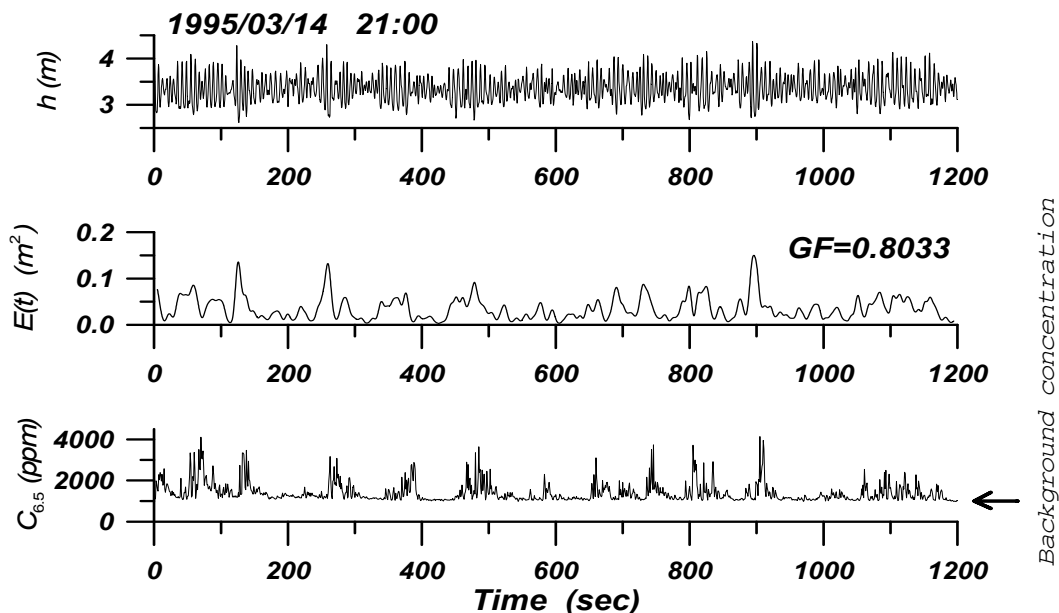


圖 3.10 懸浮質濃度與群波波能之歷時變化

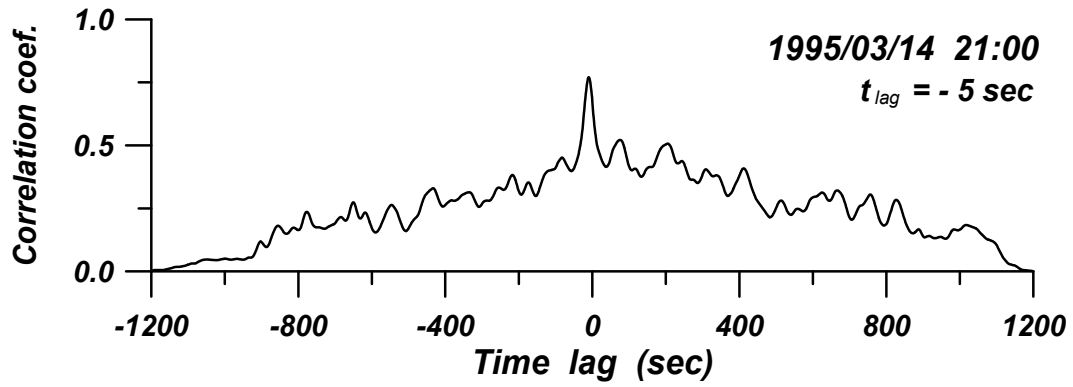


圖 3.11 懸浮質濃度與群波波能之相關性分析

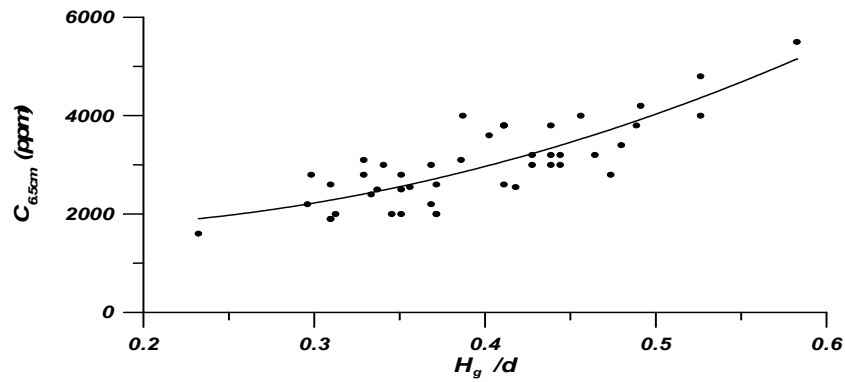


圖 3.12 懸浮質濃度與群波相對波高之關係

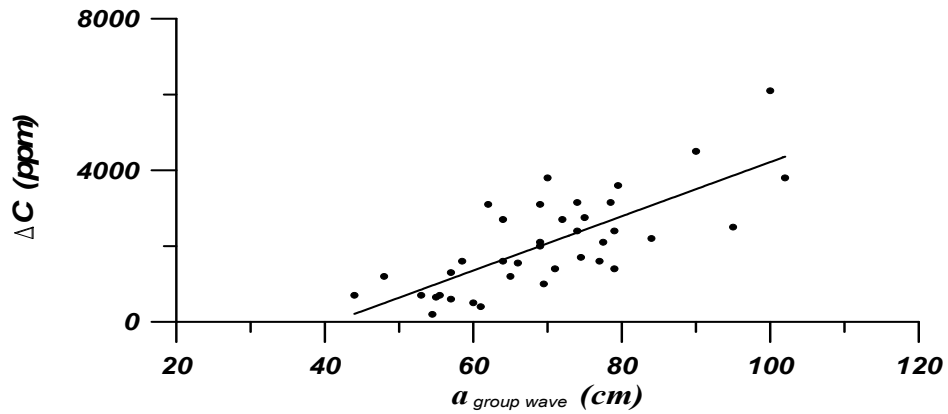


圖 3.13 懸浮質濃度暴增值與群波振幅之關係

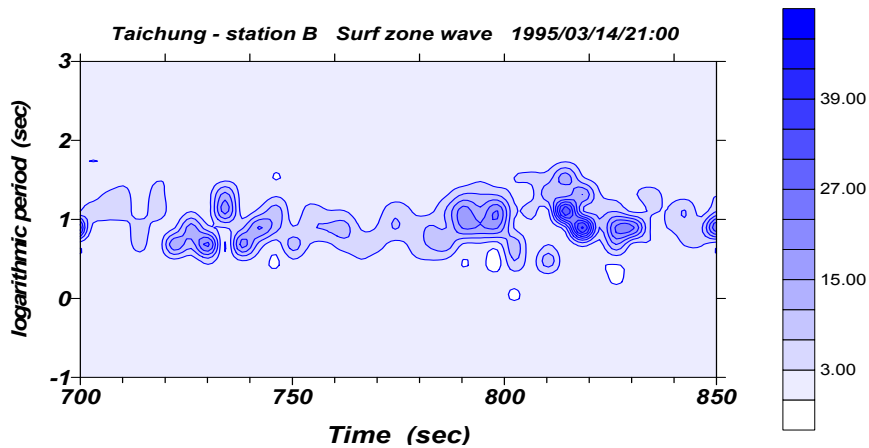


圖 3.14 碎波帶波動之三維時-頻能譜分析

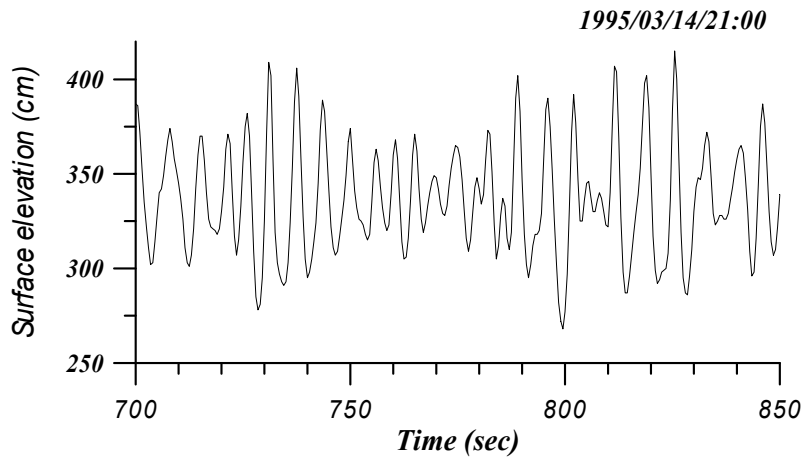


圖 3.15 相對時-頻能譜分佈之波動歷時

由資料分析結果顯示在碎波帶外底床懸浮質濃度隨水深變化而有不同之基本環境濃度，而濃度之暴增則與波浪之群波現象有密切關係，其濃度暴增量可達基本濃度的 2~3 倍，平均佔懸浮沙總量約 27.7%，此結果影響近岸底床輸沙量之估算甚鉅，不可不注意。至於碎波帶內，因波浪群波特性的降低，致使影響底床懸浮質濃度變化的因素更為複雜，有待進一步深入研究。

3.3.2 流速與水位之亞重力波振盪

外海波浪入射因反射角度使長波能量侷限於近岸水域並沿岸傳播

者稱為緣波(edge wave)，為亞重力波之一種，當緣波沿岸傳遞時水面波動現象或許不很明顯，但仍可能由沿岸流觀測的長週期振盪現象看出端倪，經常出現於天然海灘的尖岬形結構(beach cusp)，如圖 3.16，即可能是由緣波所形成。圖 3.17 及圖 3.18 則分別為不同季節風時所觀測到之沿岸流振盪現象，可見得該海域無論是吹東北風或吹西南風都可能因風浪與地形之相互作用激發出邊緣波。圖 3.17 與圖 3.18 之邊緣波週期分別為大約 150 秒與 100 秒的長週期振盪，如以淺水長波來計算 2006 年 6 月 8 日離岸 20m 測點水深 0.8m，其波長為 420m，波速約 2.6m/s；2006 年 10 月 24 日離岸 15m 測點水深 0.66m，其波長為 254m，波速約 2.5m/s。



圖 3.16 安平海灘之尖岬形結構

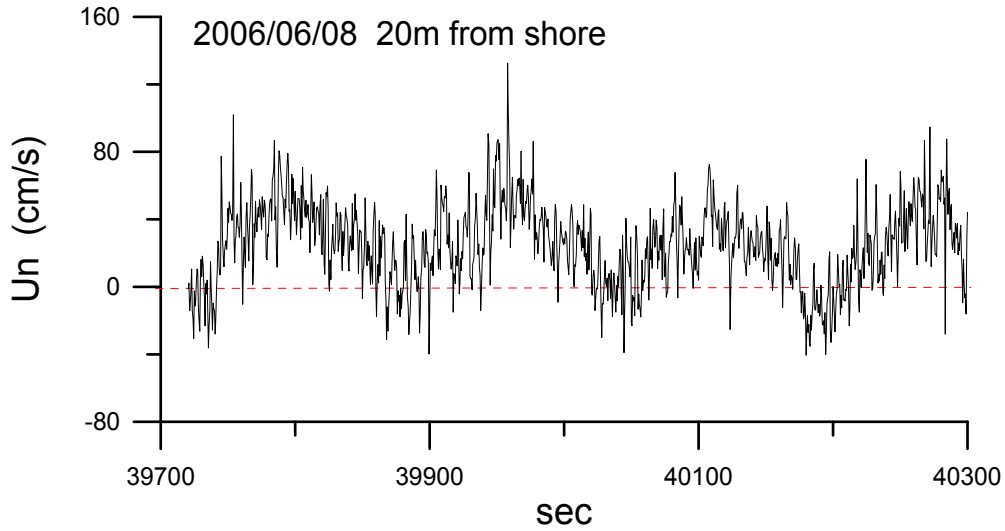


圖 3.17 西南風時現場測得沿岸流振盪

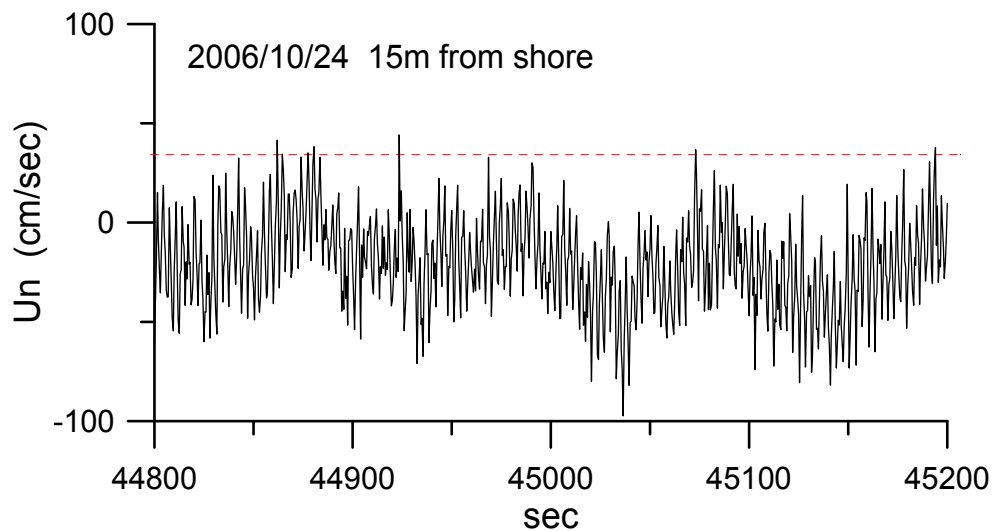


圖 3.18 東北風時現場測得沿岸流振盪

安平海域之外海風浪經常帶有群波結構，當波浪由外海折射進入近岸海域，波浪因淺化而碎波，其碎波後會釋出閉鎖長波，該長波被海岸反射或受海底地形變化折射而局限沿岸傳遞形成邊緣波。為進一步瞭解安平海域之亞重力波特性和，2011 年 9 月 8 日於近岸碎波帶內水深約 0.7m 處安裝水位計及二維電磁式流速計各一，水位計離底高 8.5cm，量測水面變動；流速計離底高 12.5cm 量測水平流場，兩者取樣頻率皆為 10Hz。觀測當時由退潮時段經低潮點即時間 12:46 後轉為

漲潮，儀器觀測時間由早上 10:15 至下午 13:40 連續記錄 3 小時 25 分鐘，測點起始水深為 0.7m，離岸約 30m，現場吹偏南風，風力 4 至 5 陣風 6 級，浪小，近岸沿岸流往北。

圖 3.19 及圖 3.20 分別為現場 11:00~12:00 及 12:00~13:00 各 1 小時之水位記錄，圖 3.21 為截取其中一段 12:10~12:20 之 10 分鐘水位記錄，可以隱約看出似乎有長週期之水位振盪現象，但因其長波振幅不大，不容易用肉眼從整段水位記錄中判別出長波週期。利用第二章所述經驗模態分解法(Empirical Mode Decomposition Method)簡稱 EMD，將資料分解成多個本質模態函數(Intrinsic Mode Function) 簡稱 IMF，解析過程為依循訊號波動的局部特性以極值包絡線均值逐步篩選出所有的內含頻域波動。圖 3.22 為現場 11:00~12:00 水位記錄經 EMD 分解之水位內含頻域波動，其中 T1~T4 等較高頻域波動屬於風浪範圍，T5~T9 等較低頻域波動即由亞重力波組成，T10 顯示低潮時段的水位下降趨勢；圖 3.23 則為現場 12:00~13:00 水位記錄經 EMD 分解之水位內含頻域波動，其中 T1~T4 等較高頻域波動屬於風浪範圍，T5~T10 為較低頻域之亞重力波，T11 則為低潮至低潮底的水位變化。

若是將 EMD 分解出來的 N 個 IMF 及餘值 R 相加， $T1+T2+T3+\dots+T10+T11$ ，即會得到初始水位時序列資料 $X(t)$ ，以 IMF 展開則代表振幅和瞬頻在時間上的變化，即 Hilbert 振幅譜(Hilbert amplitude spectrum)，將振幅譜作時域上的累加則得到邊際能譜(marginal spectrum)，代表某一時序列資料其能量在該段時間內於頻率域上的分佈情形。圖 3.24 與 3.25 即為現場 11:00~12:00 與 12:00~13:00 兩段水位記錄之 Hilbert 振幅譜與邊際能譜，由圖顯示水位振盪主要能量來自於風浪，其週期主峰 6.6 秒，雖然仍能顯示出部份亞重力波週期分量，但其能量相對於風浪則小很多。

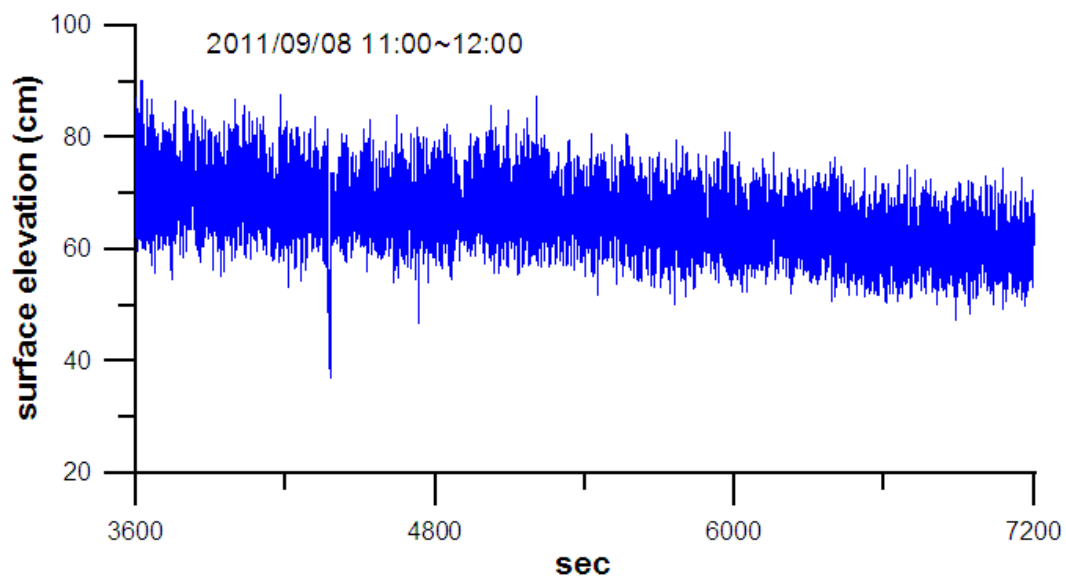


圖 3.19 11:00~12:00 現場水位記錄

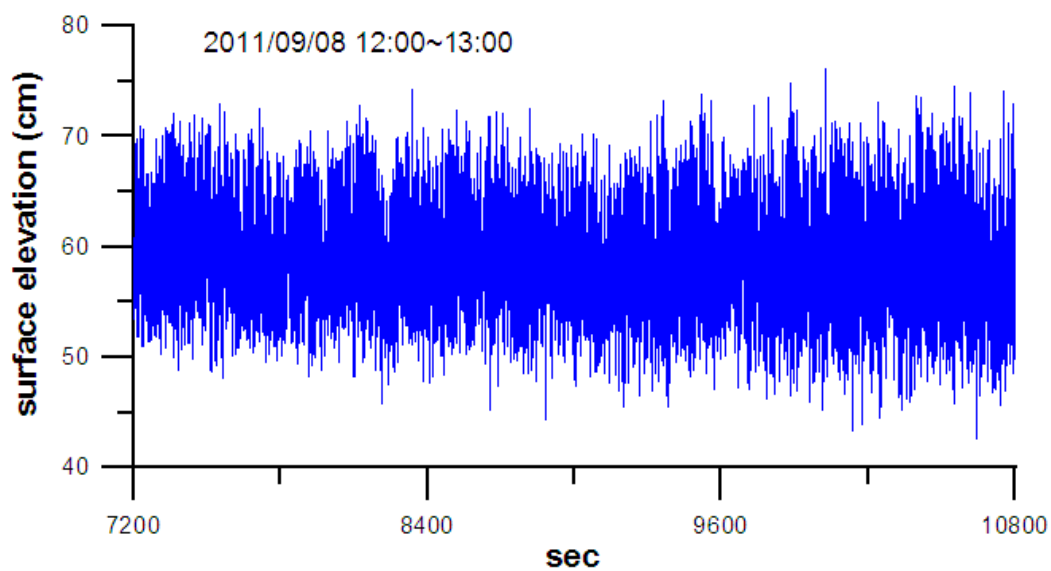


圖 3.20 12:00~13:00 現場水位記錄

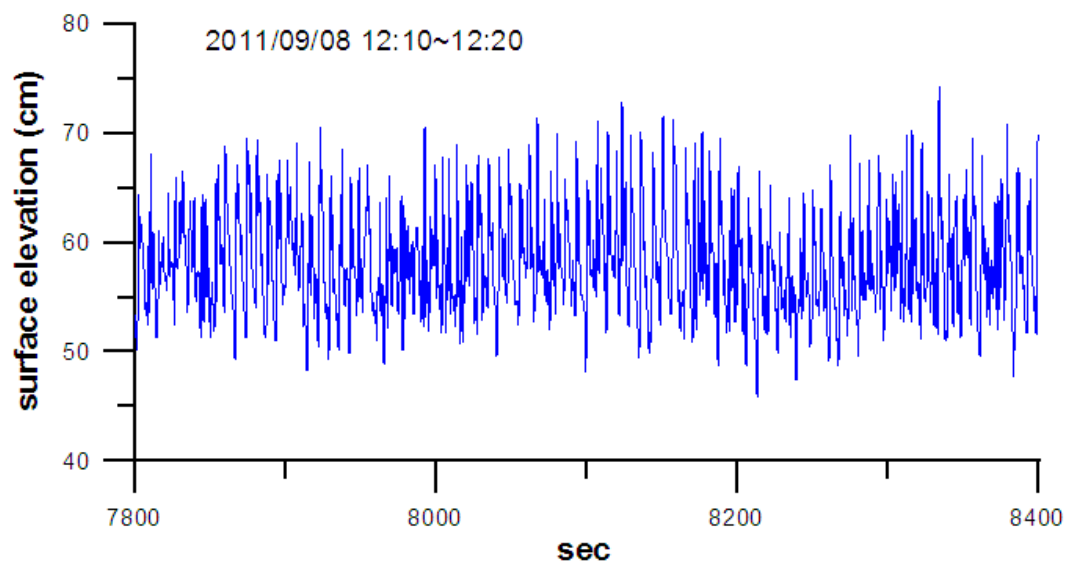


圖 3.21 12:10~12:20 現場水位記錄

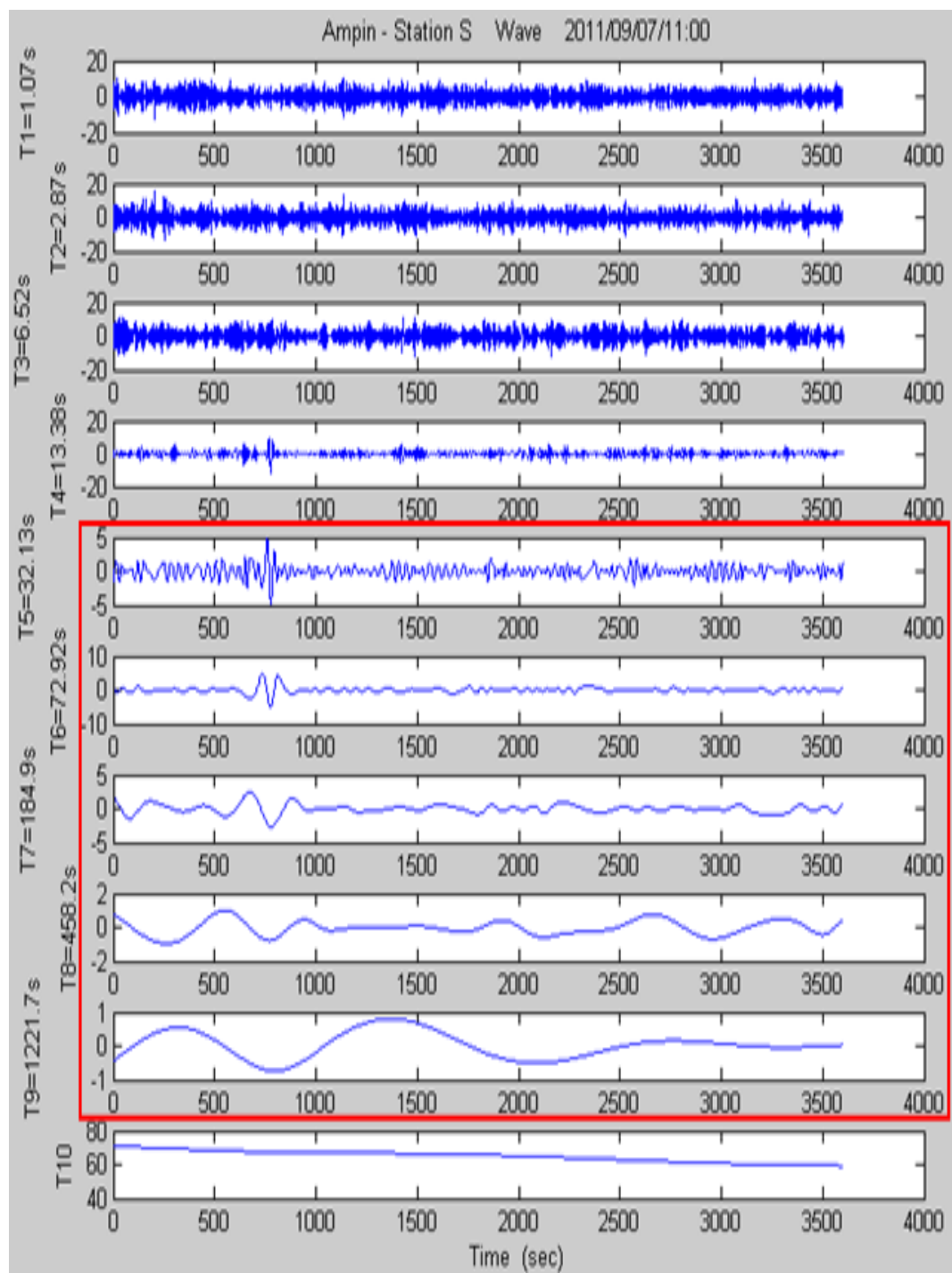


圖 3.22 經 EMD 分解之水位內含頻域波動

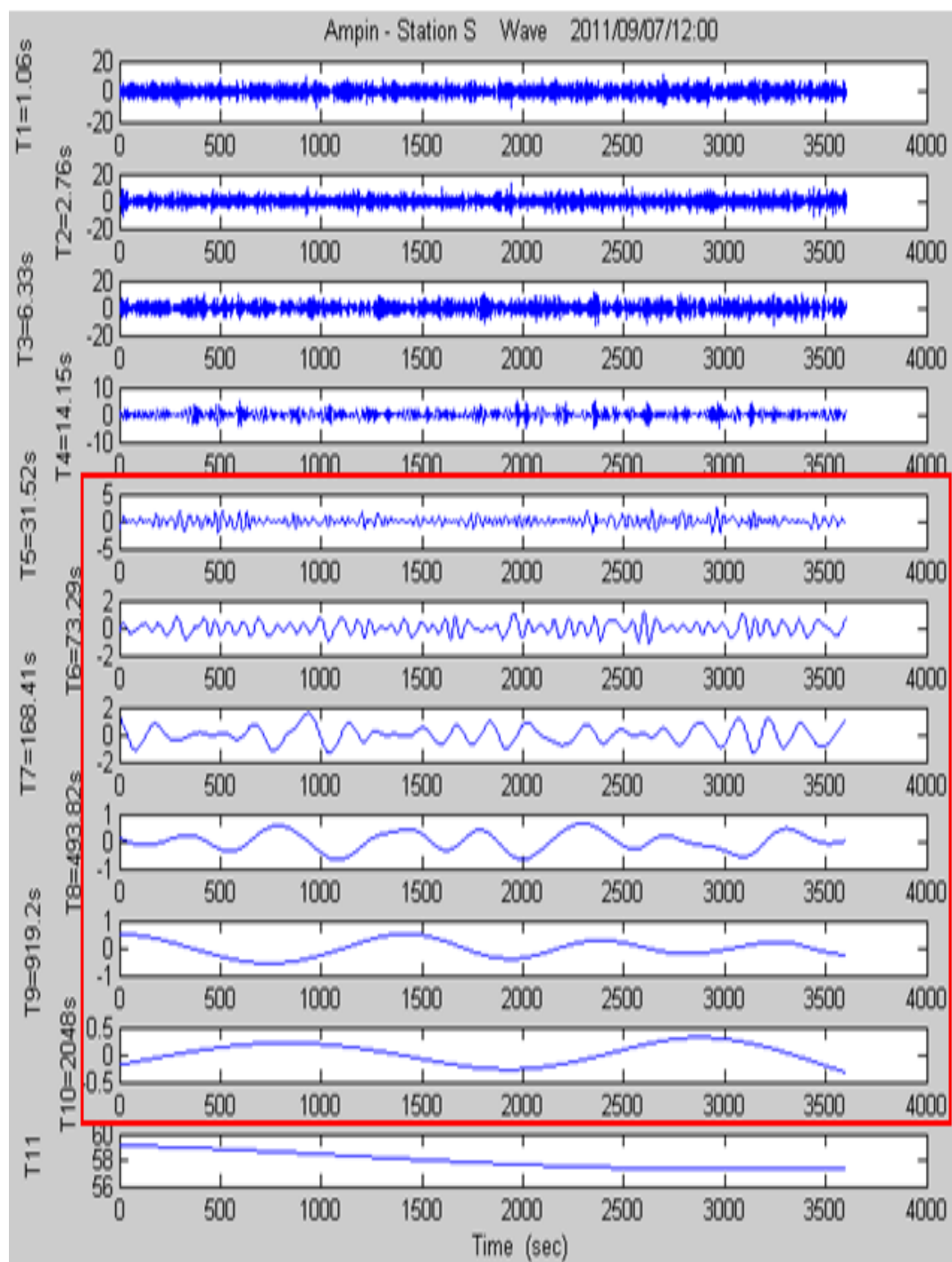


圖 3.23 經 EMD 分解之水位內含頻域波動

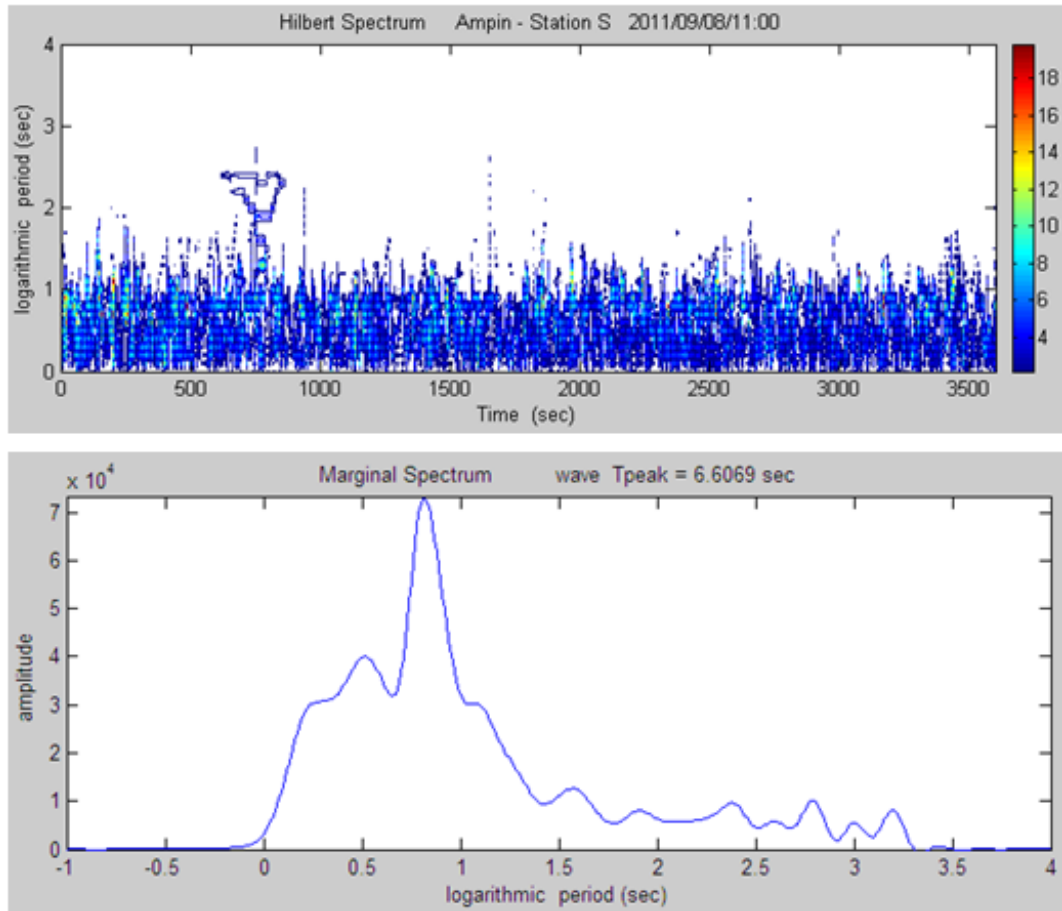


圖 3.24 11:00~12:00 水位記錄之 Hilbert 振幅譜與邊際能譜

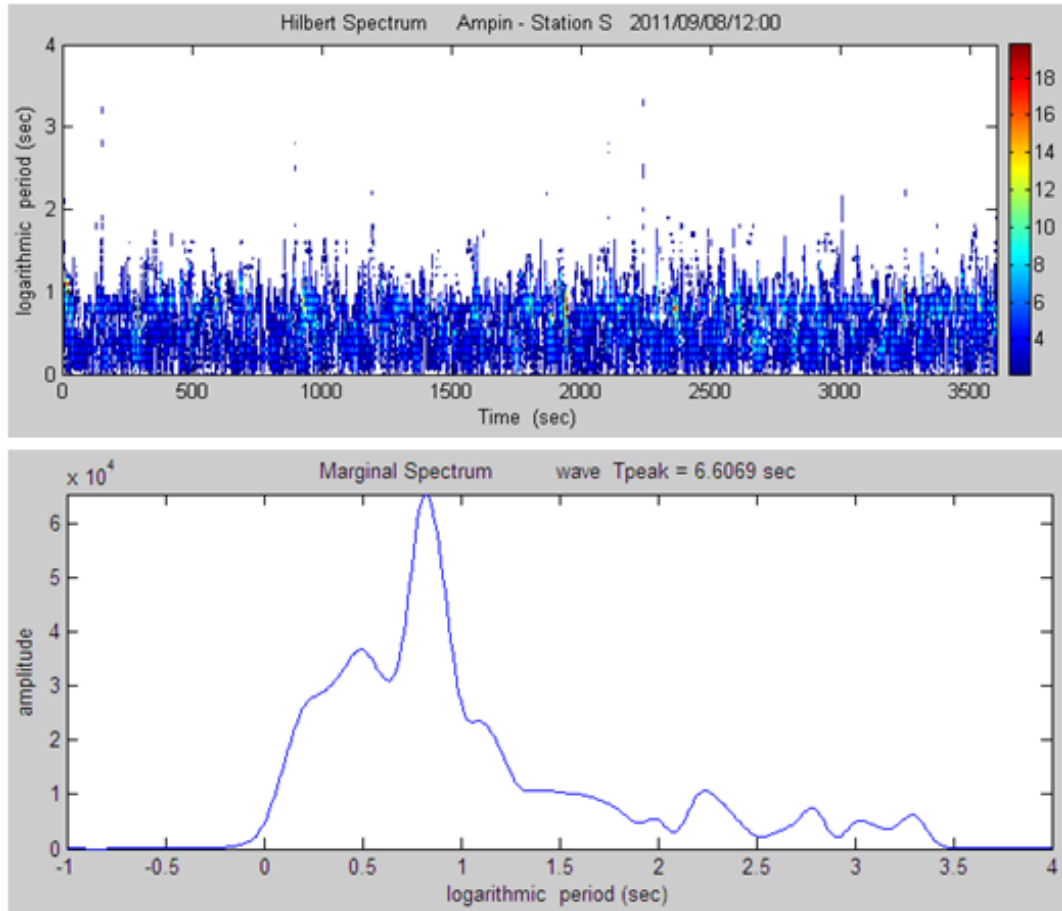


圖 3.25 12:00~13:00 水位記錄之 Hilbert 振幅譜與邊際能譜

3.3.3 沿岸流振盪與邊緣波

波浪由外海經折射向岸前進時會以接近垂直海岸方向入射至岸，因此水中水粒子運動主要是在波浪前進方向的向下垂直斷面上，運動路徑呈長橢圓形，如圖 3.26。風浪抵達岸邊之前波向稍微斜射於岸，水粒子運動在向、離岸方向的分量遠大於沿岸方向，而近岸地區發生邊緣波時，其前進方向主要與海岸平行，圖 3.27 為前進波與邊緣波的水粒子運動方向分量示意圖。由於安平海岸測站之沿岸走向約為 170° ~ 350° 方向，首先將 2011 年 9 月 8 日於安平海岸現場近岸碎波帶內水深約 0.7m 由二維電磁式流速計於離底高 12.5cm 處測得水平流場，取樣頻率 10Hz 之單點流速資料進行座標轉換後取得向、離岸流速與沿岸流速分量，分別繪出其流速分量資料如圖 3.28 與圖 3.29。

圖 3.28 之向、離岸流速分量代表主要的近岸風浪水粒子運動在向、離岸方向上的流速分量，其中仍含有部份邊緣波的振盪分量，主要是因為邊緣波沿岸而行時並非完全平行海岸，而是以不斷反射、折射然後被侷限在沿岸區域內前進，如圖 3.30。至於沿岸方向之流速分量如圖 3.29，則主要為邊緣波水粒子運動在沿岸方向上的流速分量，並帶有部份斜射的沿岸方向風浪水粒子運動流速分量，以及因西南風波浪斜向入射所產生的沿岸流，但因近岸風浪已接近垂直海岸線其水粒子運動沿岸分量較少，因此較能突顯出邊緣波的振盪現象。

分別以 EMD 分解現場 2011 年 9 月 8 日 11:00~12:00 及 12:00~13:00 各 1 小時之沿岸流速分量，可得圖 3.31 與圖 3.32 之沿岸流速內含頻域波動分解圖。經過 Hilbert Transform 得到 Hilbert 振幅譜，如圖 3.33，X 軸為時間歷程，Y 軸為振盪頻率的對數，因此振幅譜可同時顯示各頻域波能出現的時間及大小，將振幅譜作時域上的累加則變成邊際能譜如圖 3.34，顯示該段時間各頻域的波能分佈。果然從沿岸流速分量作能譜分析可以清楚看到邊緣波的亞重力波成份大小及出現時間，在沿岸方向之水粒子運動分量中，邊緣波佔有較大的能量成份，因此本方法可用來偵測邊緣波並瞭解其週期範圍與能量大小。

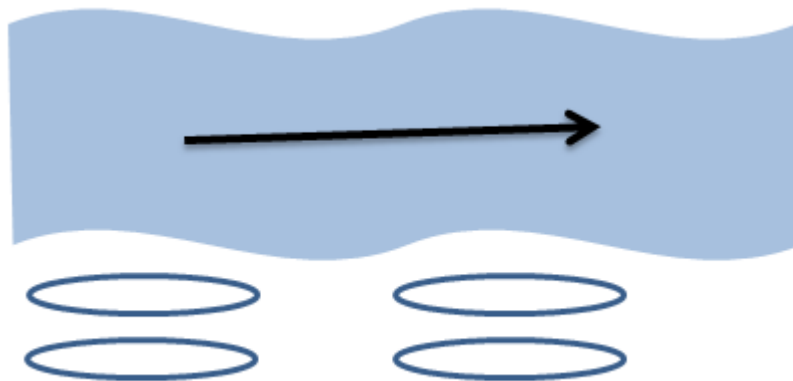


圖 3.26 前進波浪下的水粒子運動路徑

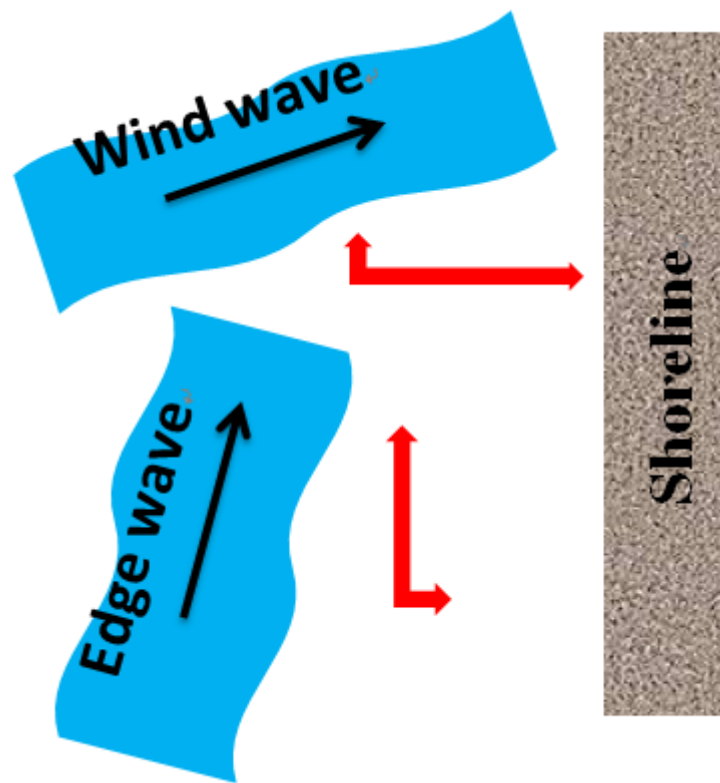


圖 3.27 前進波與邊緣波的水粒子運動方向分量

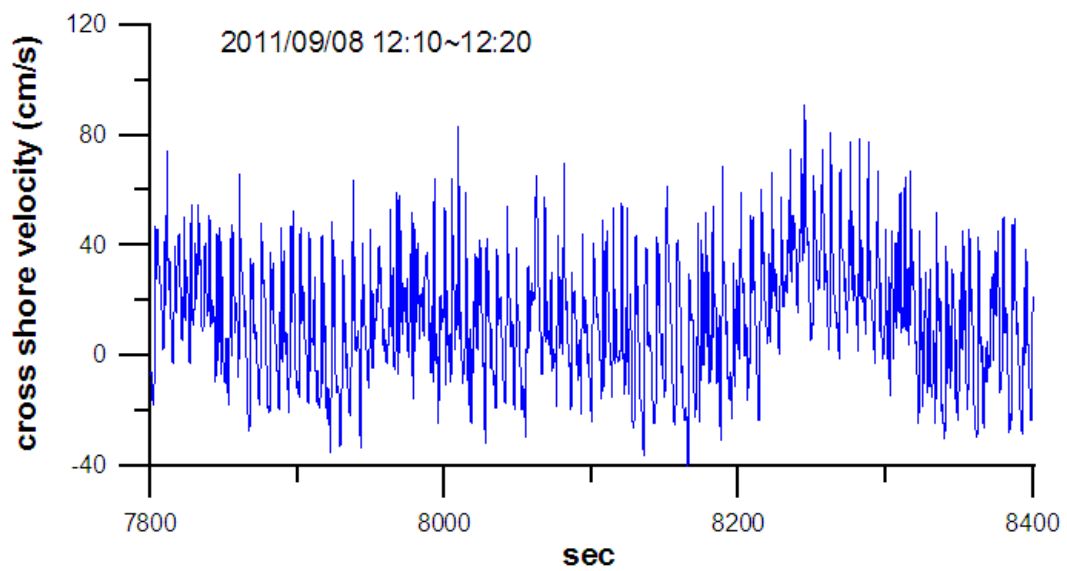


圖 3.28 測點在向、離岸方向之流速分量

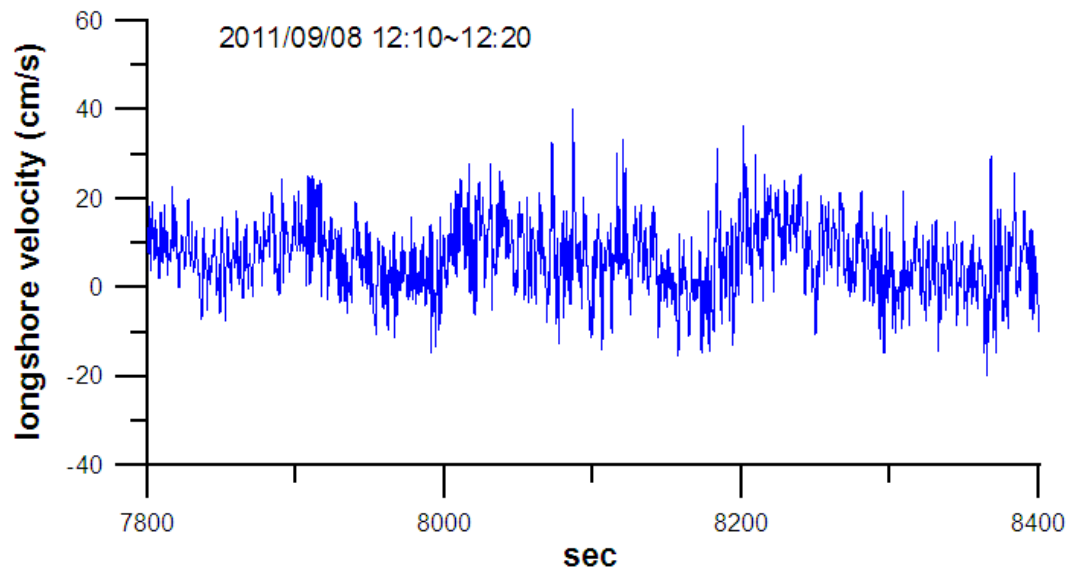


圖 3.29 測點在沿岸方向之流速分量

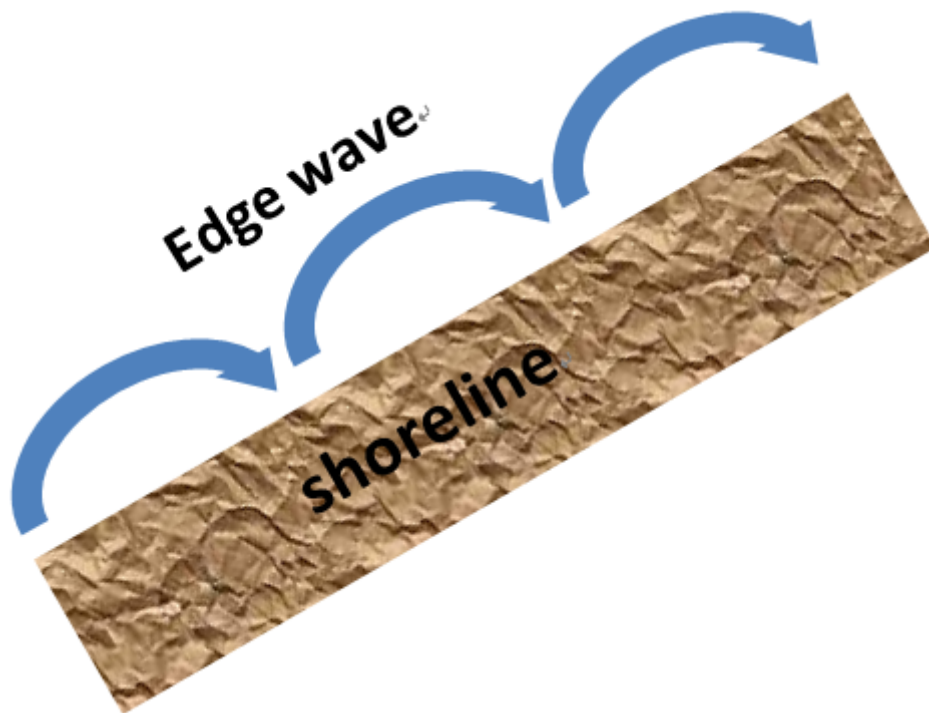


圖 3.30 沿岸前進的邊緣波路徑示意圖

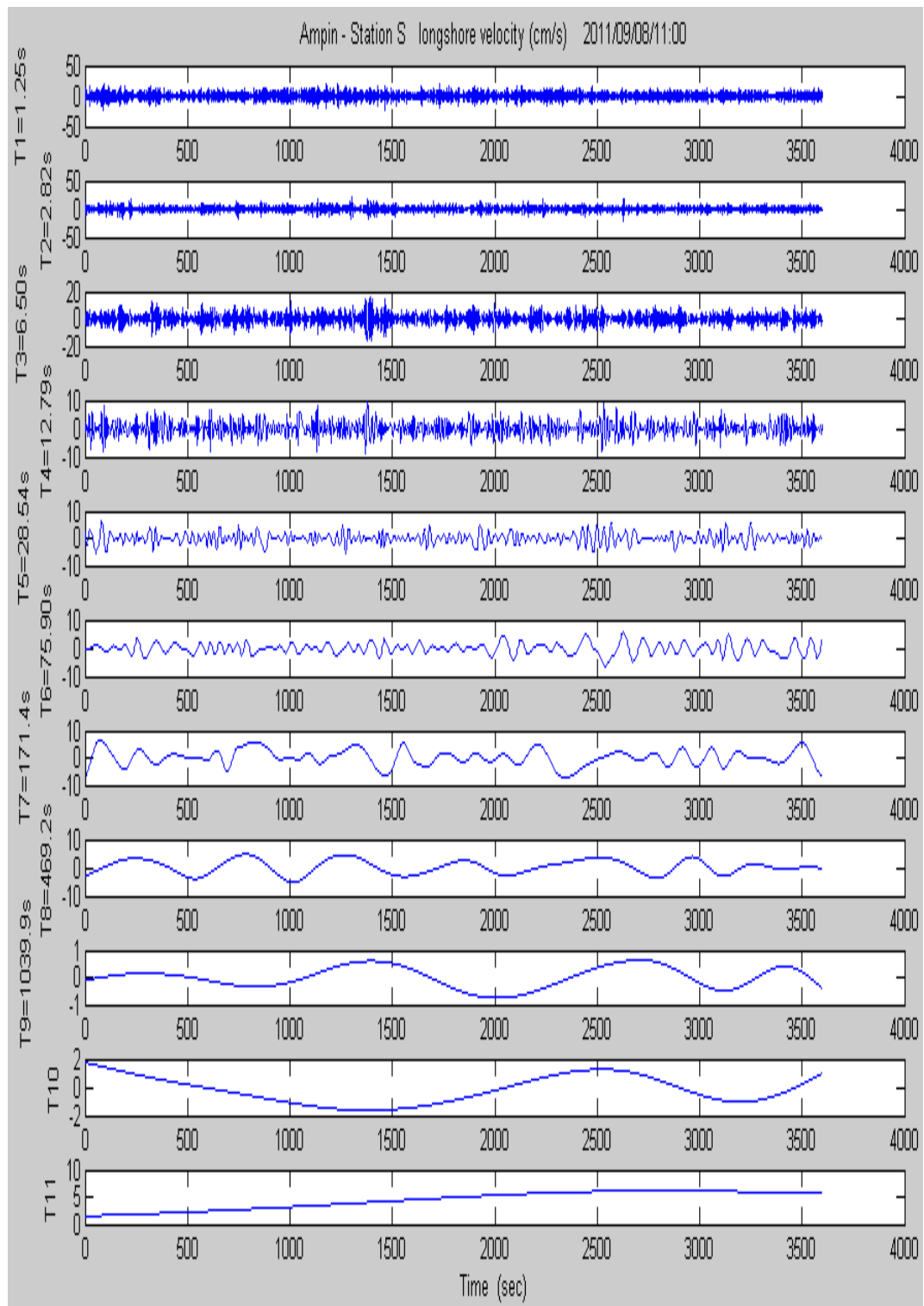


圖 3.31 11:00 經 EMD 分解之沿岸流速內含頻域波動

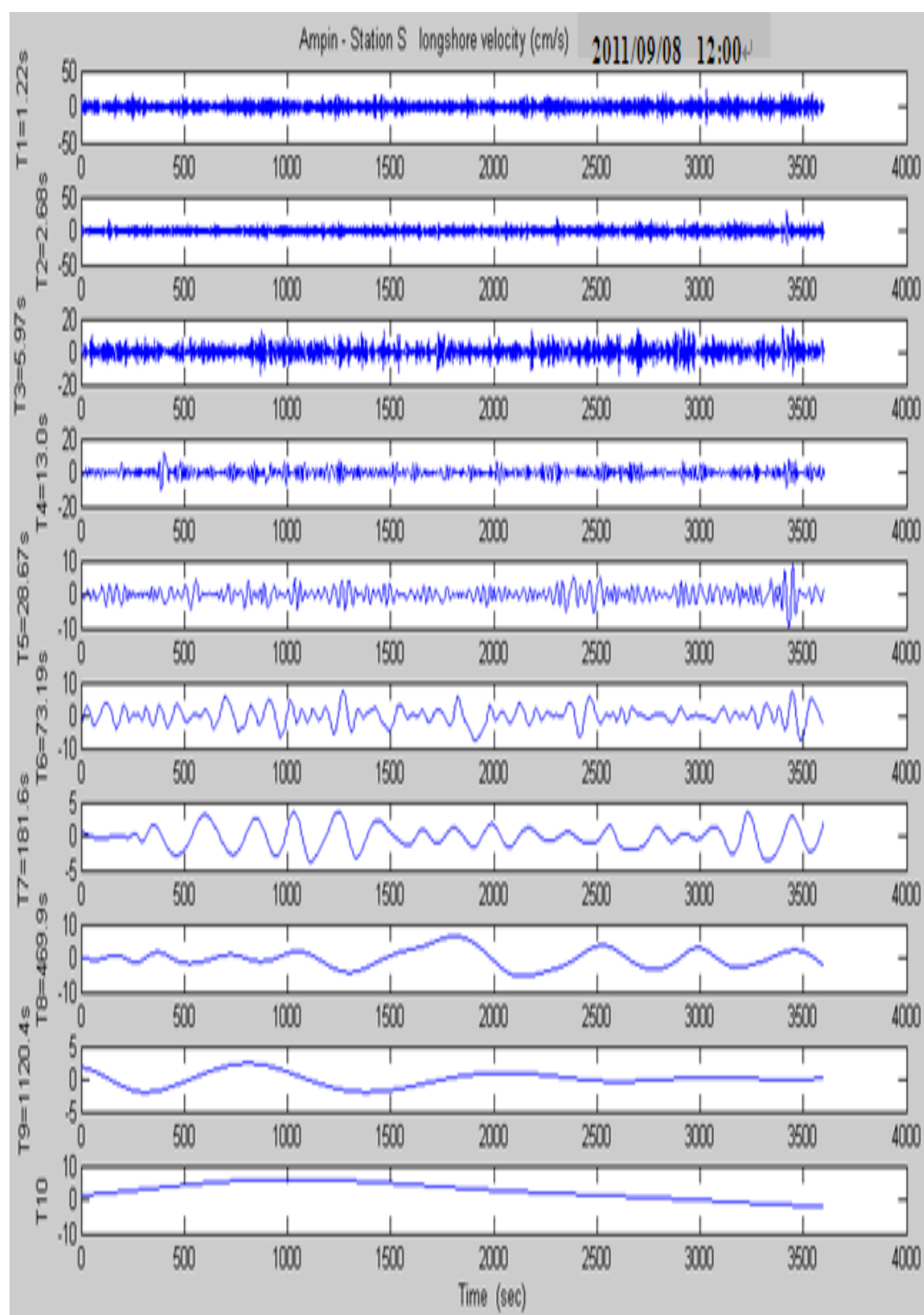


圖 3.32 12:00 經 EMD 分解之沿岸流速內含頻域波動

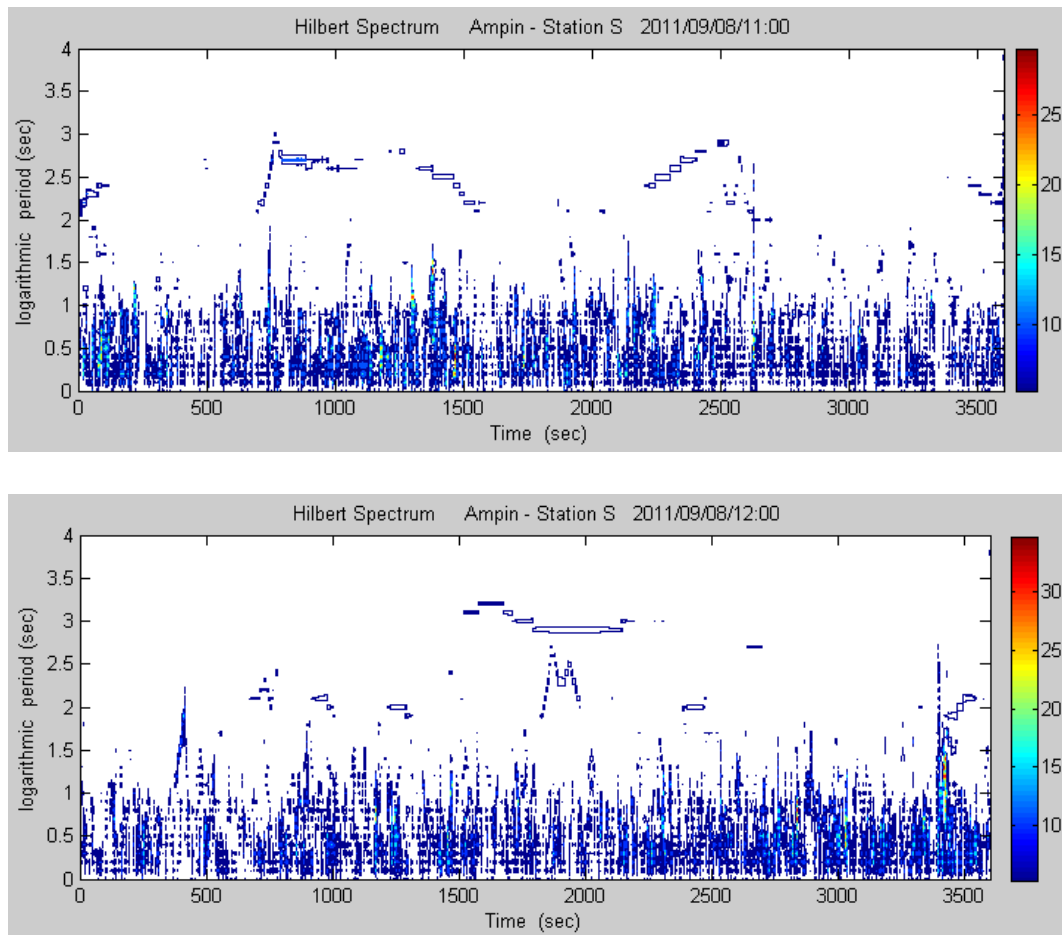


圖 3.33 沿岸流速分量之 Hilbert 振幅譜

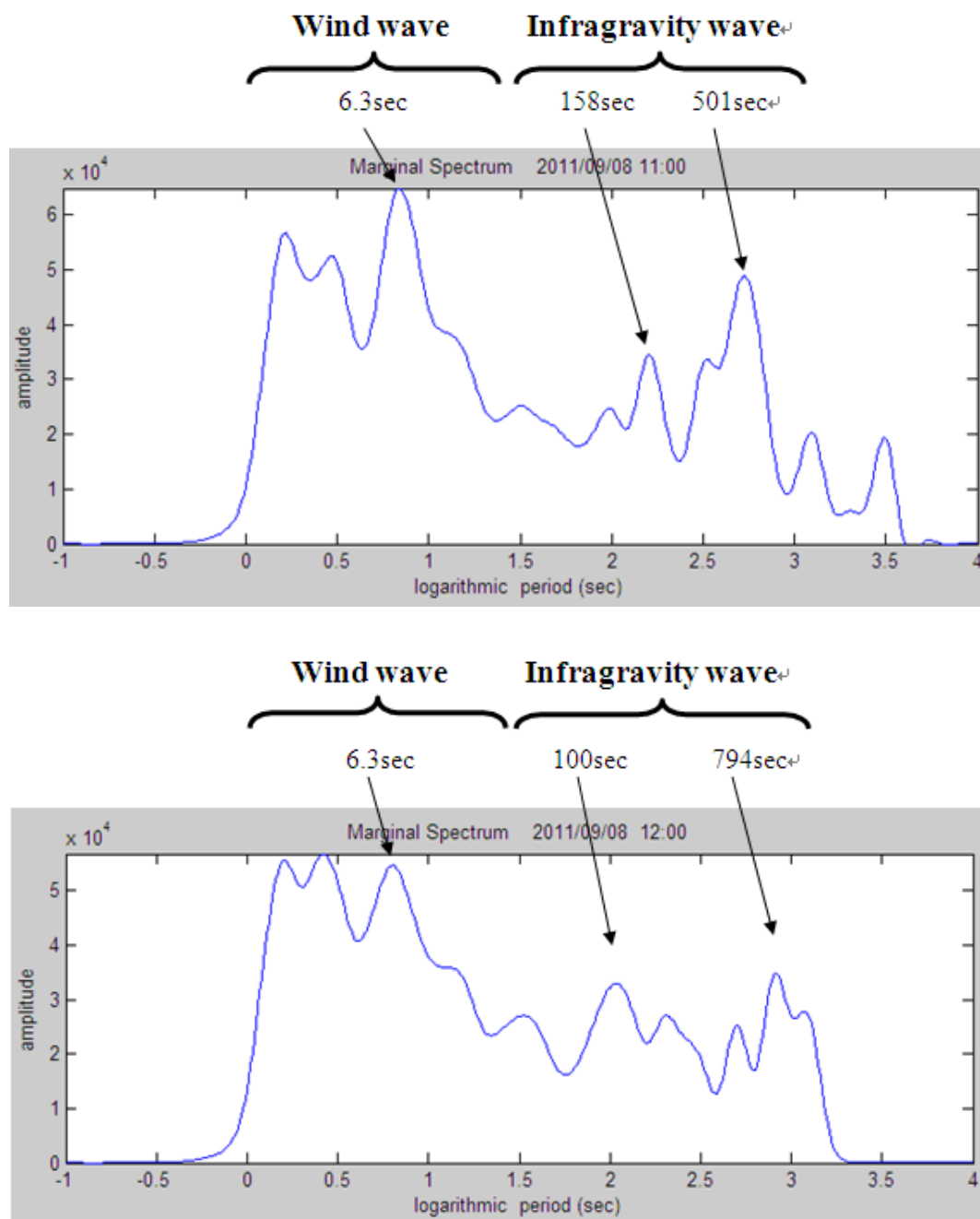


圖 3.34 沿岸流速分量之邊際能譜

3.3.4 近岸風浪與亞重力波之能量分佈

外海風浪入射至岸會因地形淺化之折射作用，使波向於近岸地區逐漸垂直於海岸線，因此較高頻域風浪之水粒子運動方向偏向海岸垂直線上，而風浪在沿岸方向的水粒子運動振幅則比較小。較長週期的

邊緣波屬於亞重力波，主要波列侷限於近岸地區並沿著海岸前進，其水中水粒子運動方向大致與岸平行，因此觀察沿岸流之流速分量較容易偵測出邊緣波振盪。2006 年 6 月 8 日在水深垂直方向上組合 5 支流速計，分別位於底床上 5cm、13cm、29cm、40cm 與 50cm，1 支水位計及 4 支濁度計。並沿著垂直海岸線方向由岸向海逐點移動，總共 8 個測點，測點分別位於離岸 5m、10m、15m、20m、25m、30m、35m 及 40m 處，各測點至少觀測 10 分鐘，其量測資料可提供分析邊緣波在碎波帶水深斷面與垂直海岸斷面所造成的沿岸流流速振盪現象。

首先檢視 10m、25m 及 35m 測點垂直斷面之時序列沿岸流流速資料如圖 3.35、圖 3.36 及圖 3.37，圖中由上至下分別為底床上 50cm、40cm、29cm、13cm 及 5cm 位置之時序列沿岸流流速分量，顯示碎波帶內沿岸方向流速確實具有類似的長週期振盪。各測點最上層，即離底 50cm 高的沿岸流速在較高頻域的風浪範圍似乎有較大振幅，而亞重力波的低頻域範圍則振幅較小，其差異可能是較接近水面，受水面風浪及碎波的影響。

將距岸 5m 至 40m 等 8 個測點之水位及各層沿岸流速資料作 EMD 分解，經 Hilbert 轉換得到 Hilbert 振幅譜(Hilbert amplitude spectrum)，並將振幅譜作時域上的累加則得到邊際能譜(marginal spectrum)，代表某一時序列資料其能量在該段時間內於頻率域上的分佈情形。圖 3.38~圖 3.45 分別為距岸 5m 至 40m 等 8 個測點之水位變化、振幅譜與邊際能譜。由各測點邊際能譜圖顯示 5m~20m 測點出現較明顯的亞重力波，而 25m~40m 測點之亞重力波則較不明顯，而且愈往外海長週期波能量愈不明顯。

以週期 30 秒作為風浪與亞重力波之分界，將週期 30 秒以下的風浪能量及週期 30 秒以上的亞重力波能量分別累加，計算其百分比與總能量如表 3.1。分別繪出如圖 3.46 為垂直向海方向之風浪能量變化，在 30m 測點外風浪能量急遽增加；圖 3.47 為垂直向海方向之亞重力波能量變化，顯示亞重力波能量變化不大；由於風浪能量在 30m 測點外大

量增加，因此佔有能量比例也跟著增加，如圖 3.48；同時總波能也因此在此 30m 外急遽增加，如圖 3.49。由現場觀測記錄得知風浪在 30m 測點附近碎波，因此風浪能量發生急遽變化，總能量增加的結果從比例上來看感覺愈往外海亞重力波成份愈不明顯。

表 3.1 各測點之風浪與亞重力波能量比較

測點	風浪能量	亞重力波能量	風浪能量%	亞重力波能量%	總波能
5m	48063.75	24528.7	66.21	33.79	72592.45
10m	53101.24	20973.8	71.68	28.31	74075.03
15m	51241.21	23041.05	68.98	31.02	74282.26
20m	52705.47	25119.37	67.72	32.28	77824.84
25m	56656.02	20739.97	73.20	26.80	77395.99
30m	58188.01	16035.65	78.40	21.60	74223.67
35m	69781.32	21935.98	76.08	23.92	91717.3
40m	93545.28	26773.16	77.75	22.25	120318.4

圖 3.50、圖 3.51 及圖 3.52 分別為 10m、25m 及 35m 測點不同水層之沿岸流流速振幅譜與邊際能譜，顯示愈接近水面則風浪成份愈大，而在底床附近其亞重力波能量成份較明顯。同樣以週期 30 秒作為風浪與亞重力波之分界，將週期 30 秒以下的風波能量及週期 30 秒以上的亞重力波能量分別累加，計算其百分比與總能量。表 3.2、表 3.3 及表 3.4 分別為 10m、25m 及 35m 測點之計算結果，風浪能量在接近水面時大量增加，而亞重力波能量於接近水面時也有逐漸增加的趨勢，不過增加率較小，總能量分佈仍是以愈接近水面總能量愈大。

圖 3.53、圖 3.54 及圖 3.55 分別為風浪與亞重力波在垂直水層之能量分佈，風浪能量在接近水面處能量急遽增加，且愈往外海能量愈大；

亞重力波則由底床往上略為增加，40cm 水層之突增能量原因未明或可能是儀器異常造成，愈往外海亞重力波能量愈小，符合邊緣波理論；整體能量則是在接近水面處能量急遽增加，主要是受水面風浪的影響，往外海方向近底床處因深度增加能量減小但接近水面時則能量增加。

表 3.2 10m 測點不同水層之風浪與亞重力波能量比較

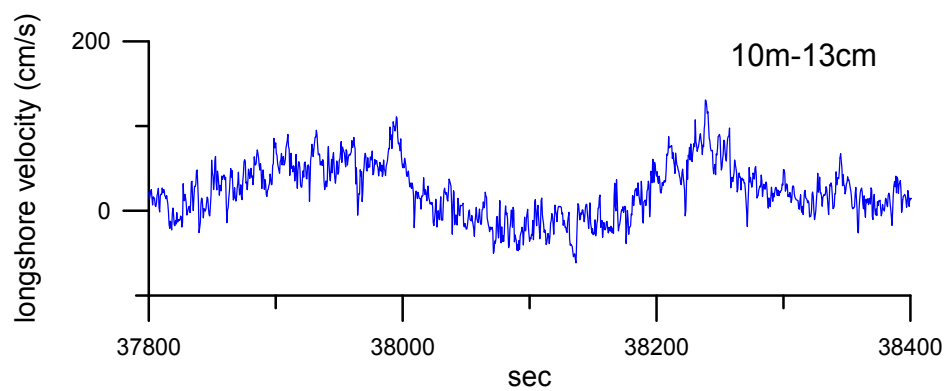
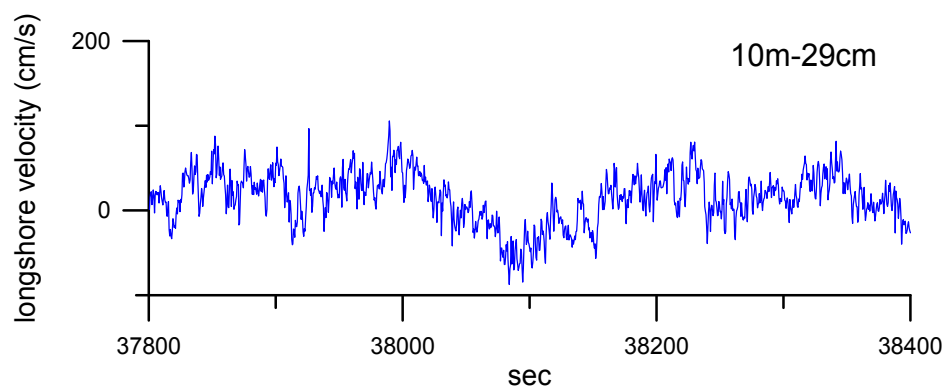
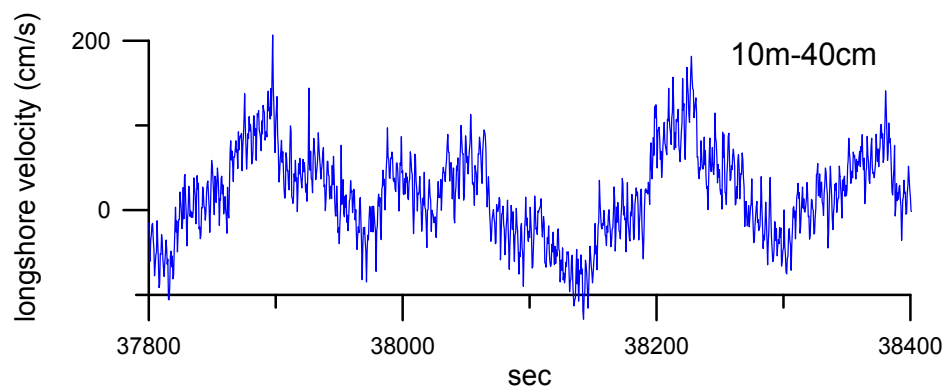
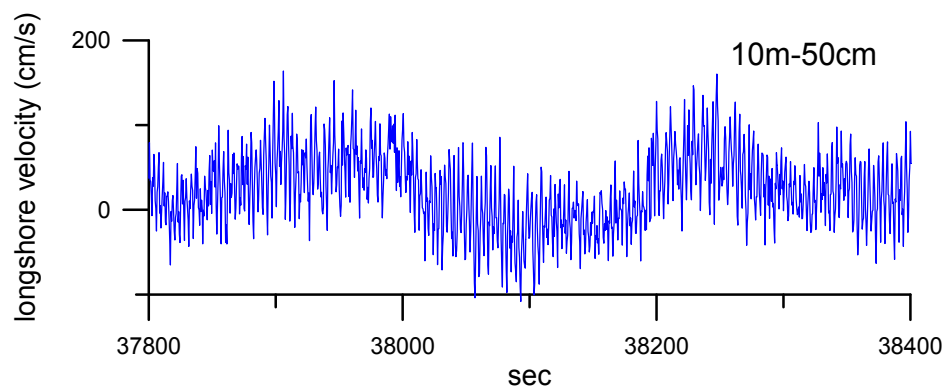
高度	風浪能量	亞重力 波能量	風浪 能量%	亞重力 波能量%	總波能
50cm	91463.5	70203.9	56.6	43.4	161667.5
40cm	67863.1	116270.8	36.9	63.1	184133.9
29cm	46895.2	65621.8	41.7	58.3	112517.0
13cm	45006.5	76133.4	37.2	62.8	121139.8
5cm	44724.6	71654.4	38.4	61.6	116379.0

表 3.3 25m 測點不同水層之風浪與亞重力波能量比較

高度	風浪能量	亞重力 波能量	風浪 能量%	亞重力 波能量%	總波能
50cm	110709.7	45189.9	71.0	29.0	155899.6
40cm	77897.2	109428.1	41.6	58.4	187325.3
29cm	53805.9	50907.0	51.4	48.6	104712.9
13cm	52075.5	50668.5	50.7	49.3	102743.9
5cm	62263.7	41591.0	60.0	40.0	103854.7

表 3.4 35m 測點不同水層之風浪與亞重力波能量比較

高度	風浪能量	亞重力 波能量	風浪 能量%	亞重力 波能量%	總波能
50cm	130284.1	54367.9	70.6	29.4	184652.0
40cm	88704.0	99684.8	47.1	52.9	188388.8
29cm	62957.1	40781.4	60.7	39.3	103738.5
13cm	52144.9	41137.8	55.9	44.1	93282.7
5cm	68620.6	35959.9	65.6	34.4	104580.5



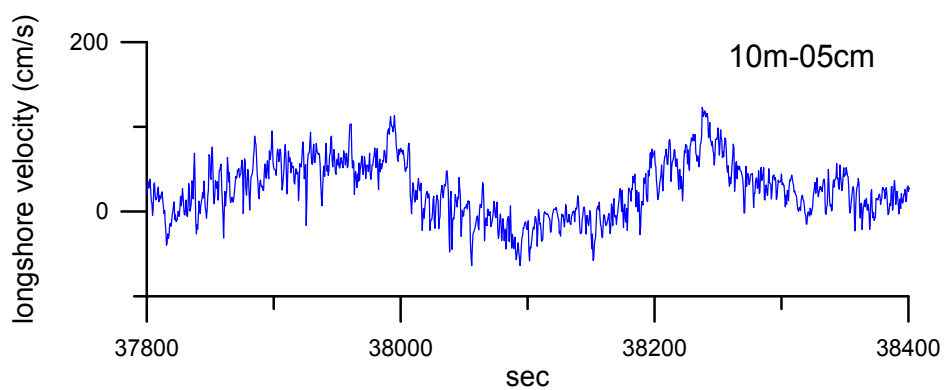
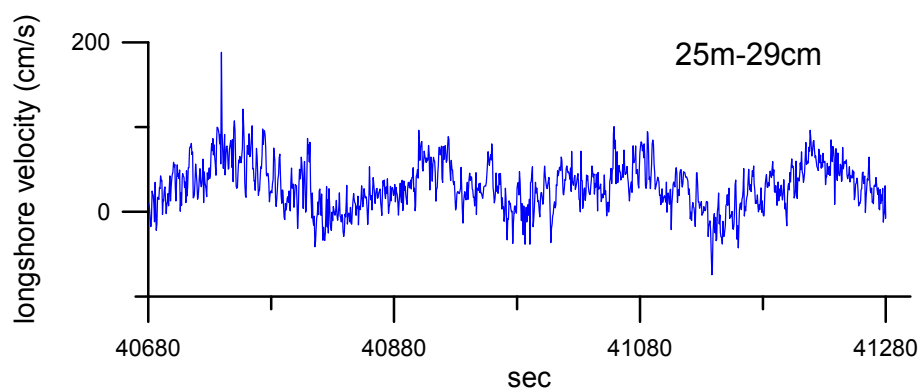
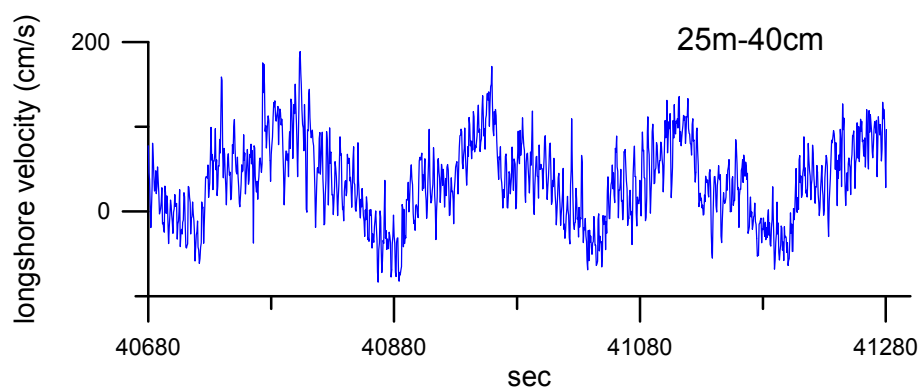
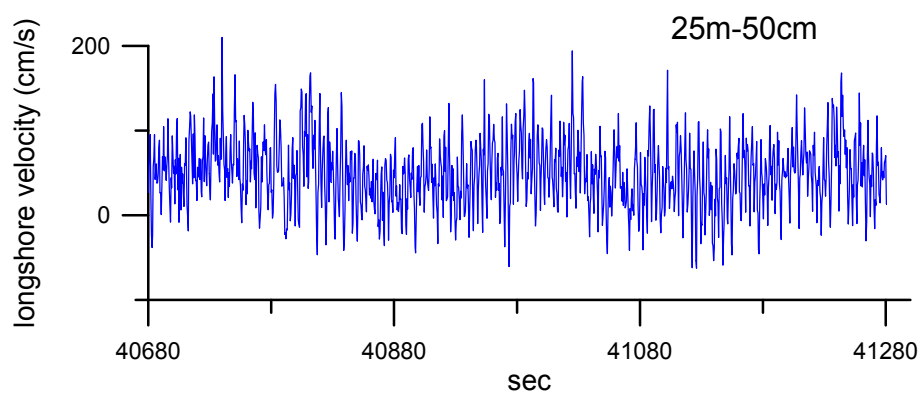


圖 3.35 10m 測點之水深斷面沿岸流速分量



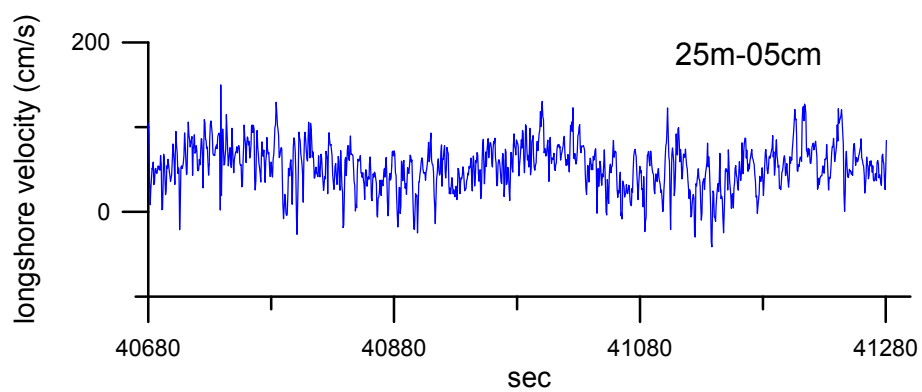
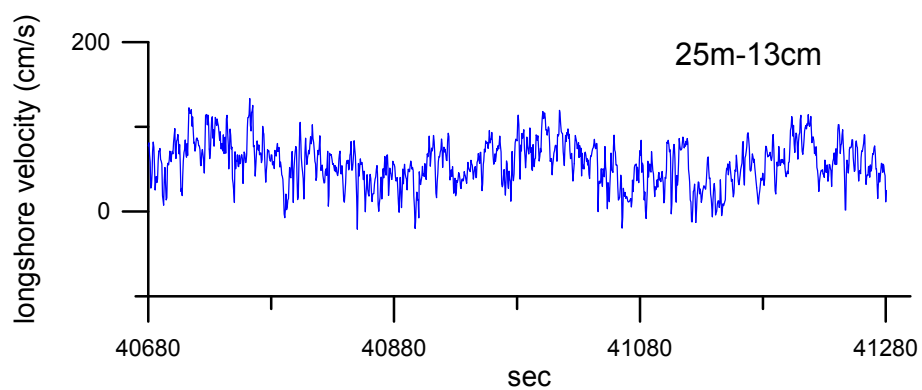
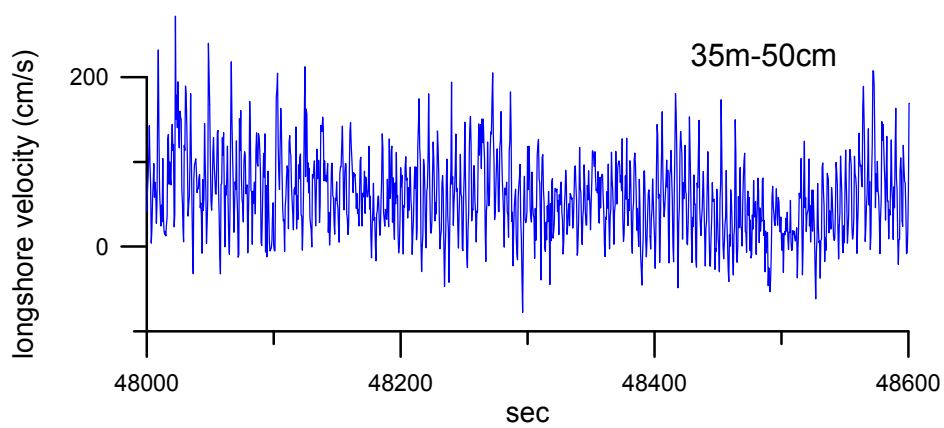


圖 3.36 25m 測點之水深斷面沿岸流速分量



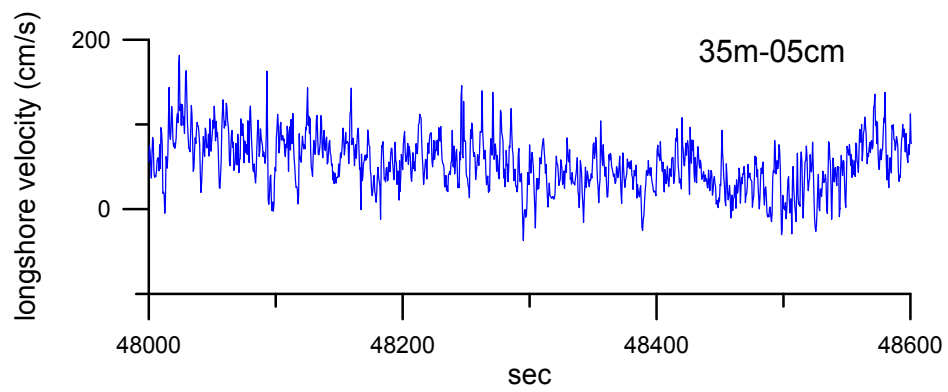
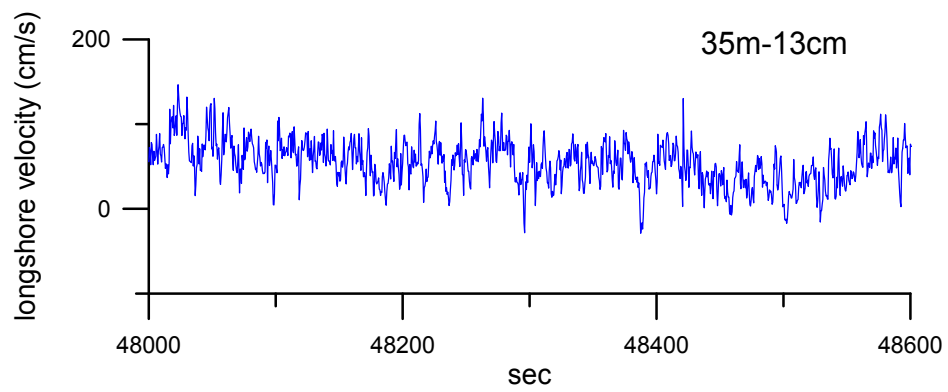
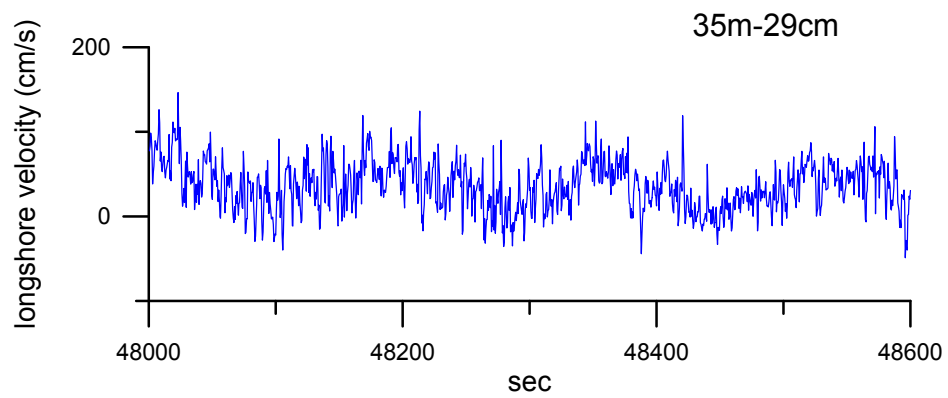
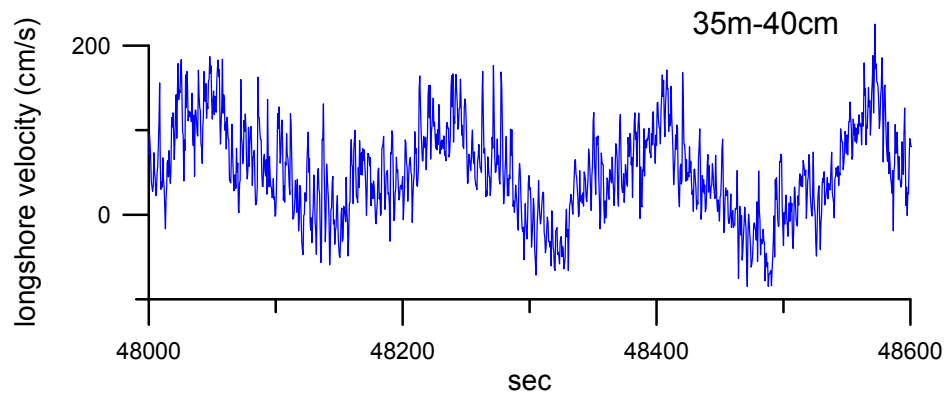


圖 3.37 35m 測點之水深斷面沿岸流速分量

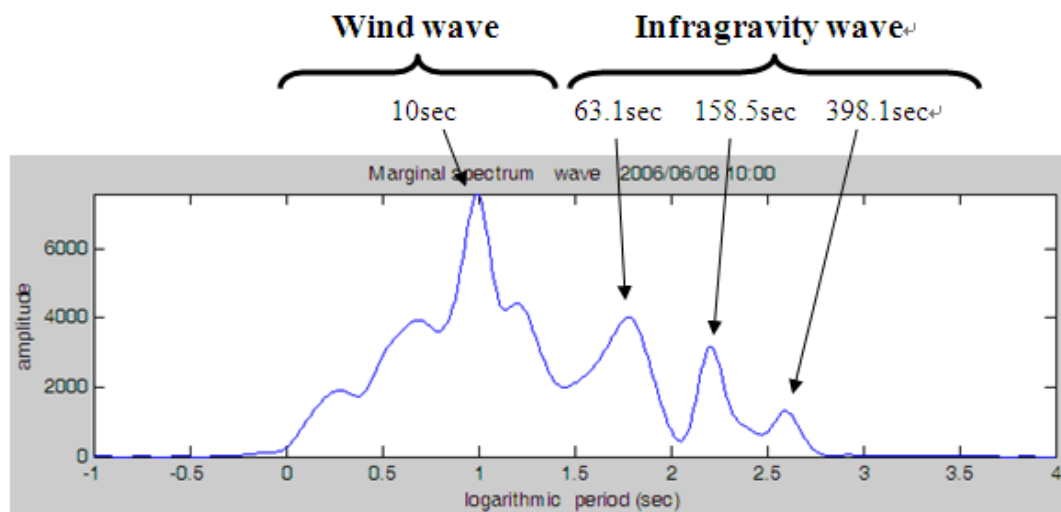
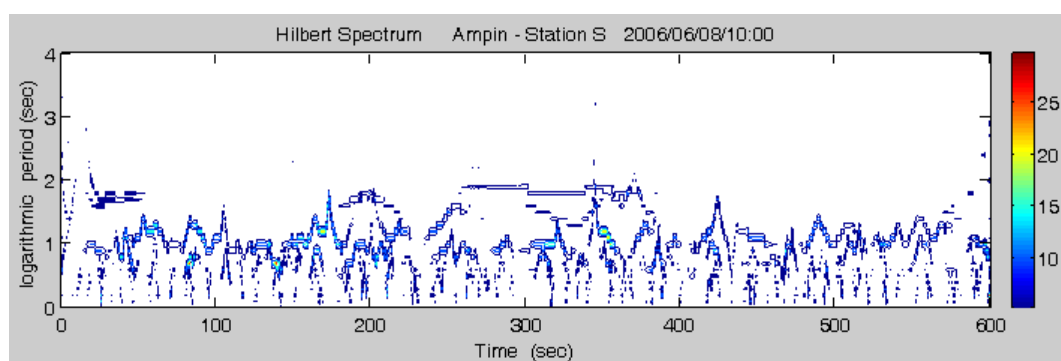
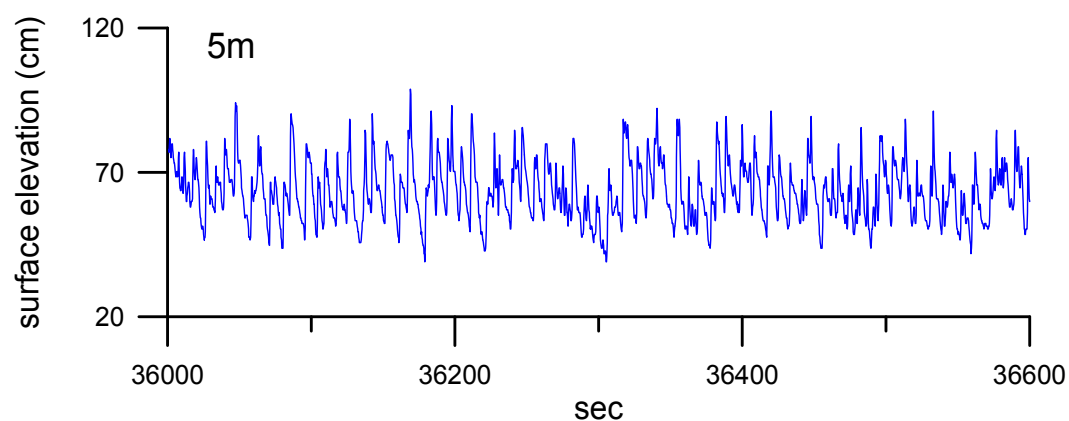


圖 3.38 5m 測點之水位變化、振幅譜與邊際能譜

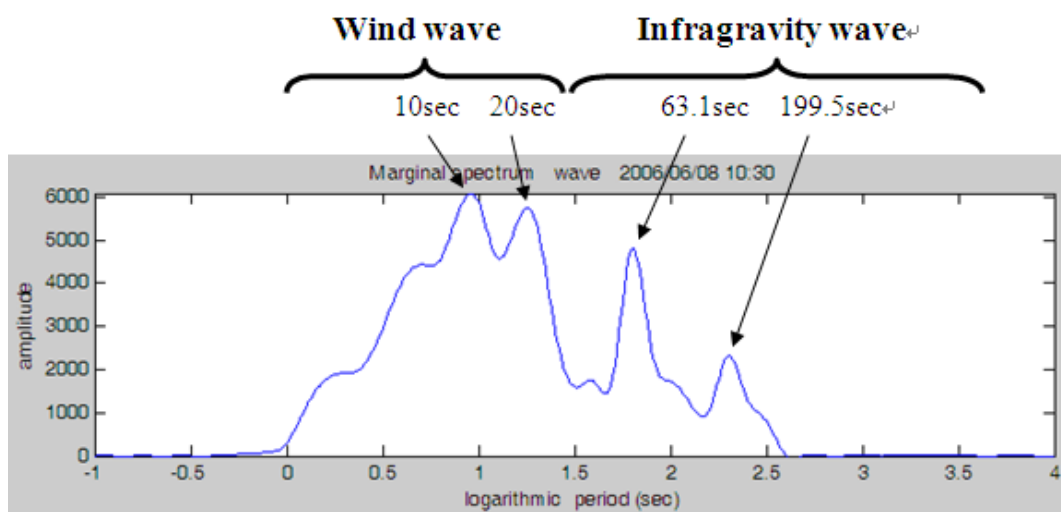
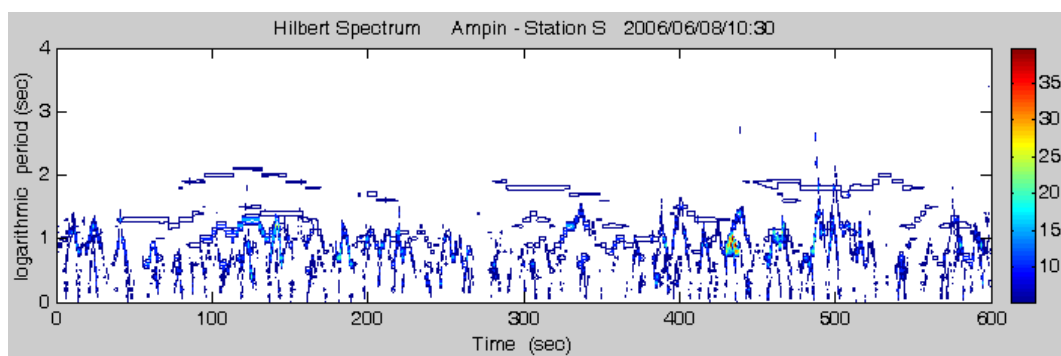
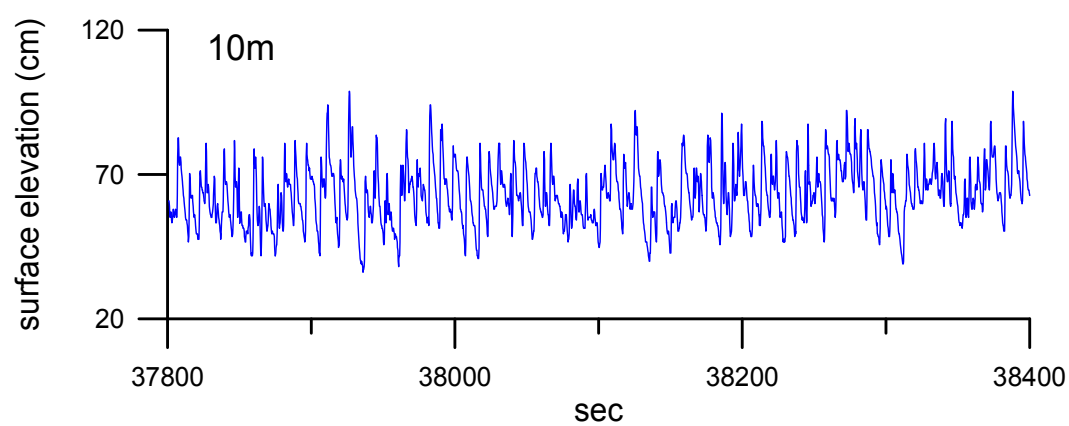


圖 3.39 10m 測點之水位變化、振幅譜與邊際能譜

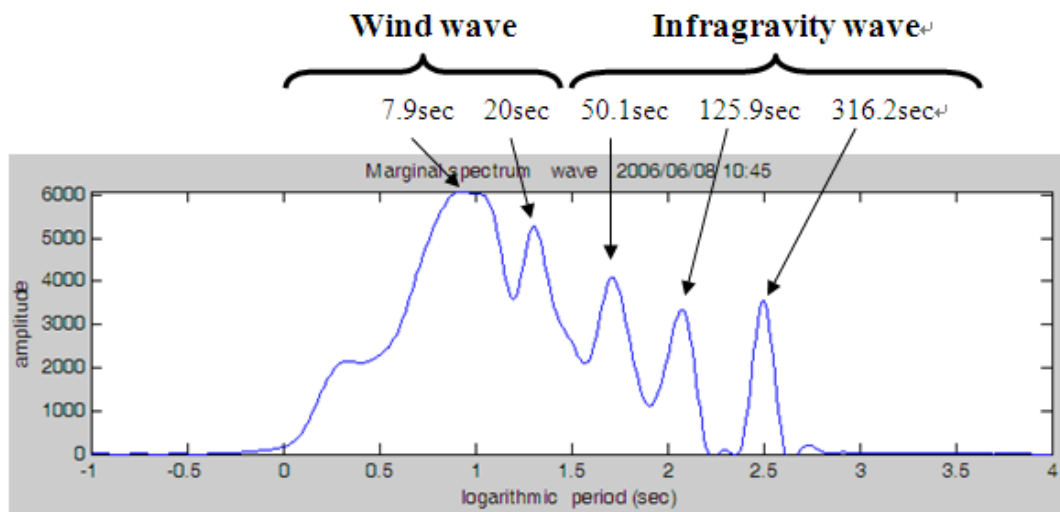
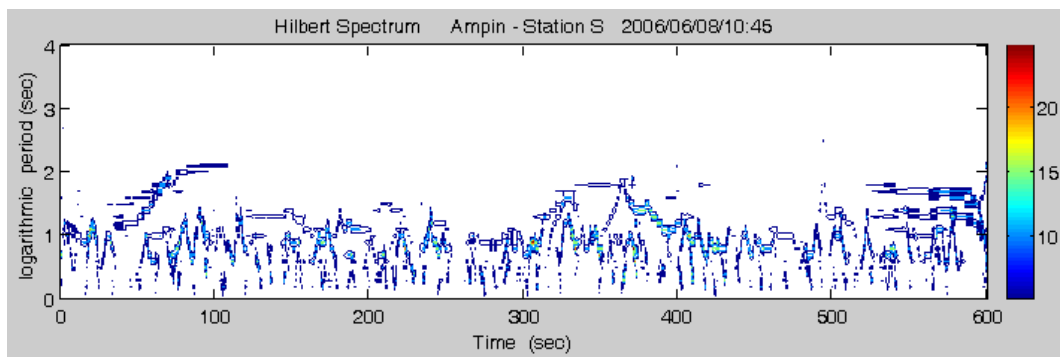
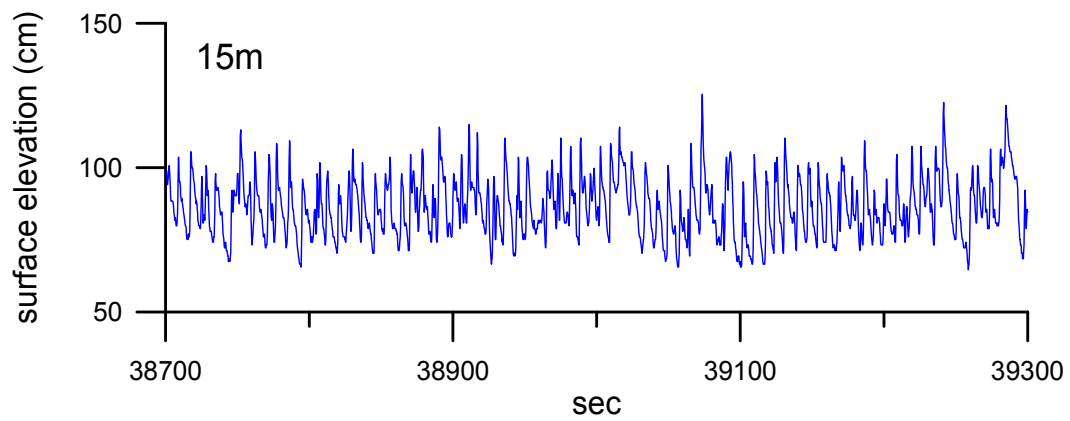


圖 3.40 15m 測點之水位變化、振幅譜與邊際能譜

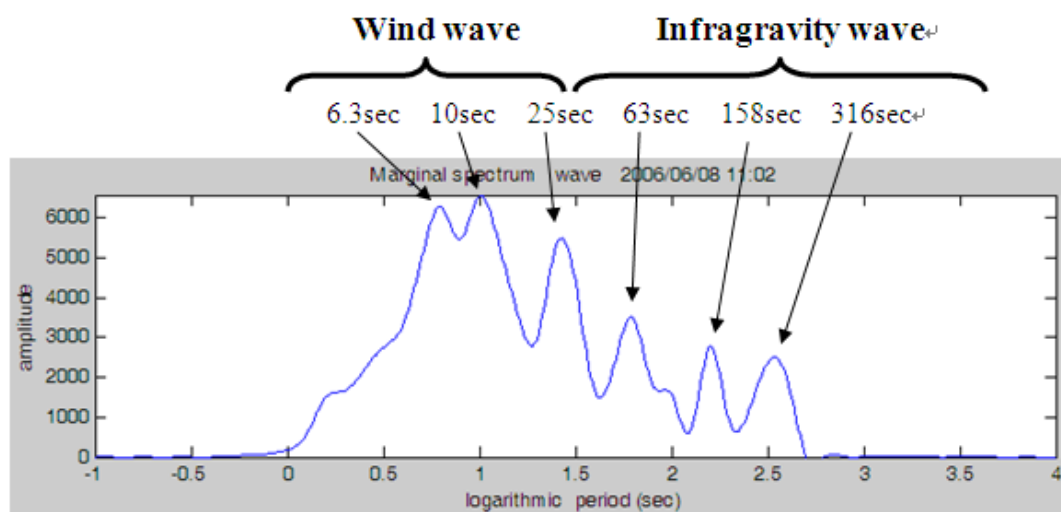
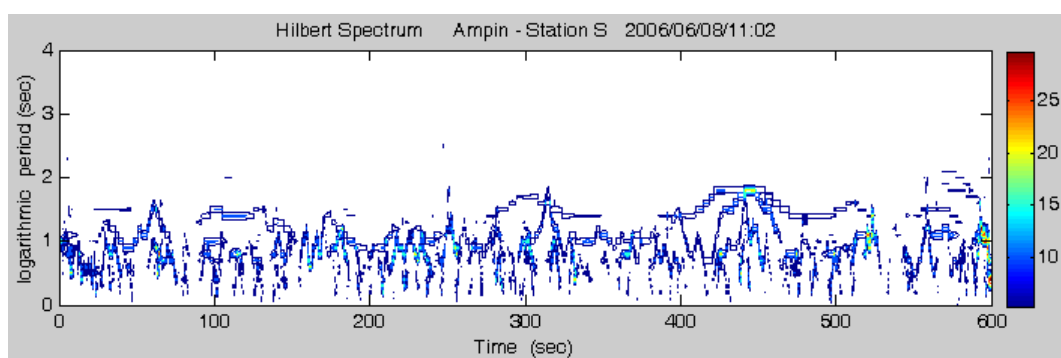
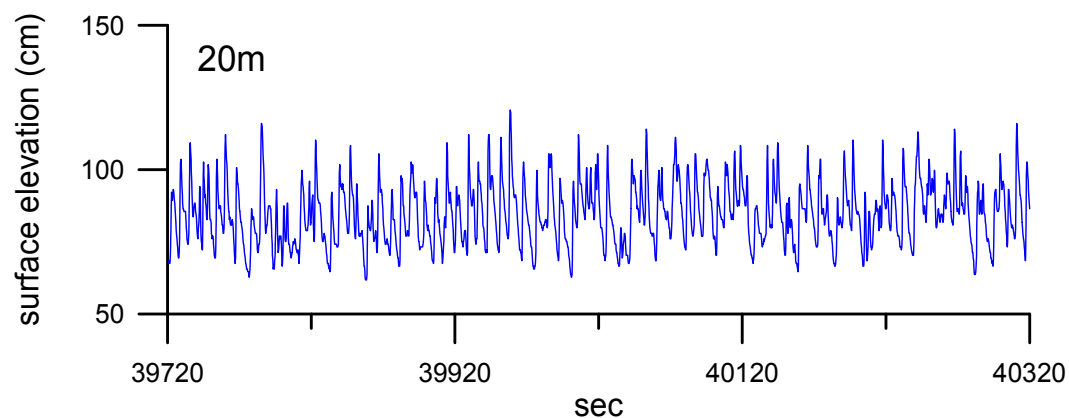


圖 3.41 20m 測點之水位變化、振幅譜與邊際能譜

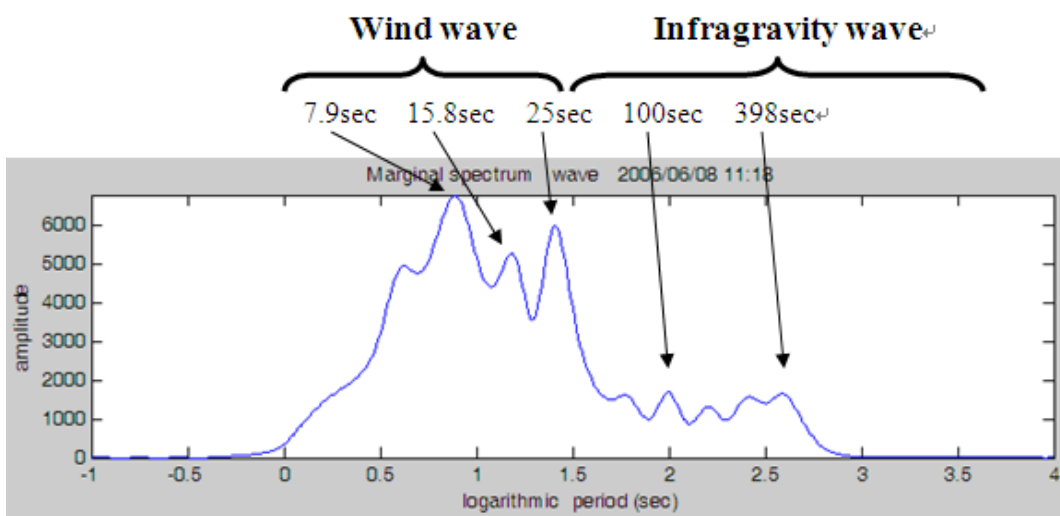
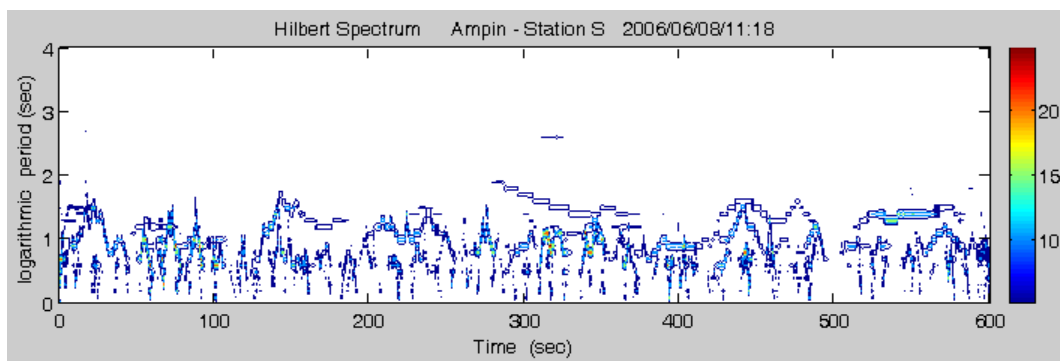
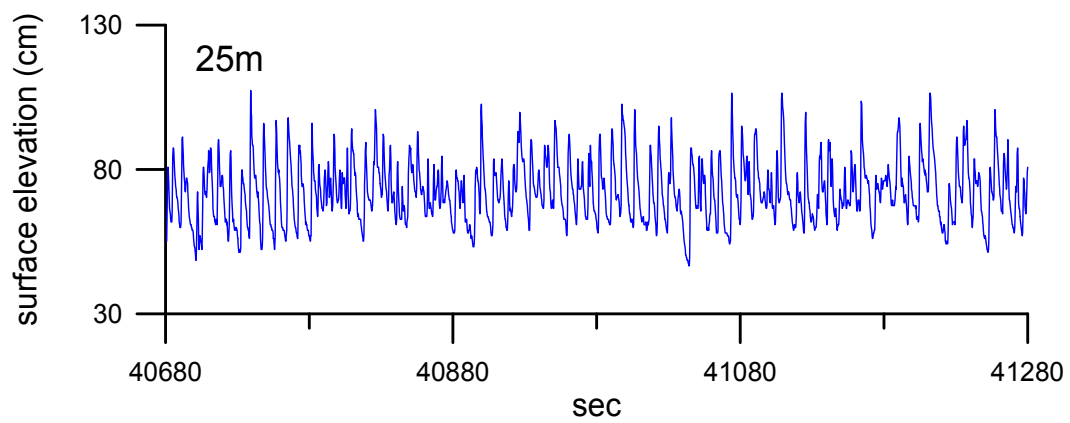


圖 3.42 25m 測點之水位變化、振幅譜與邊際能譜

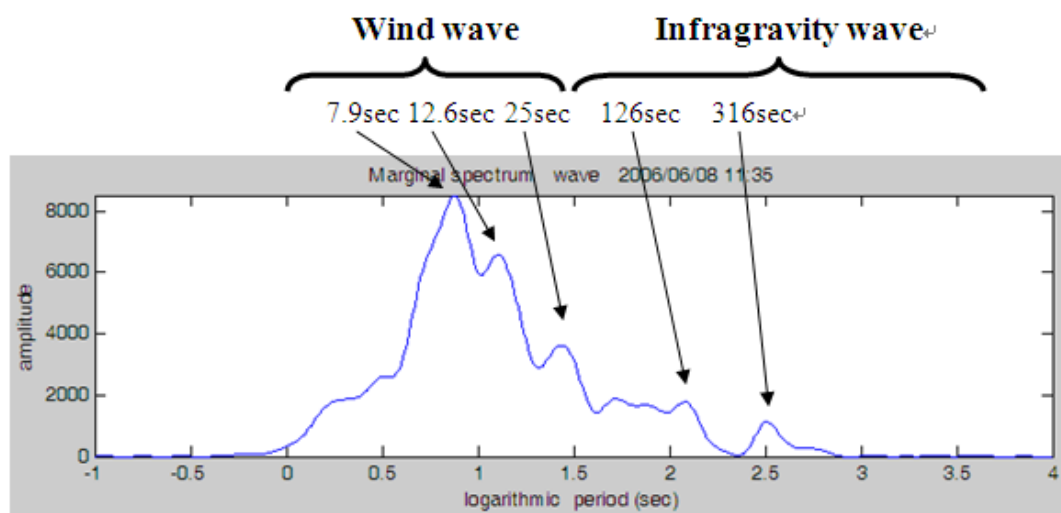
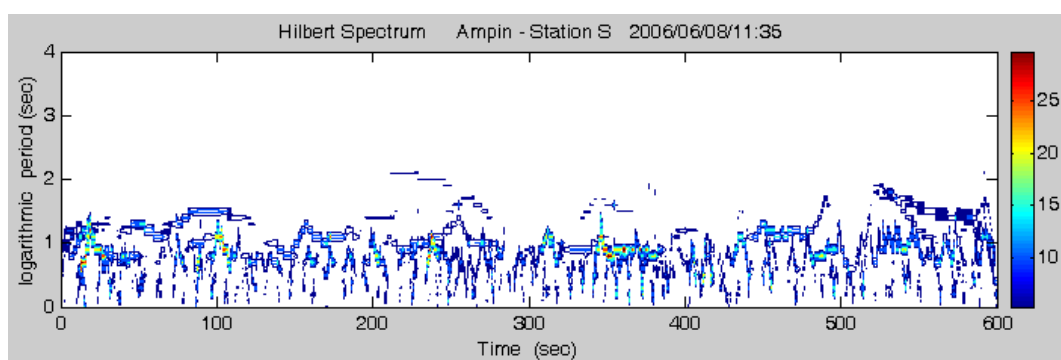
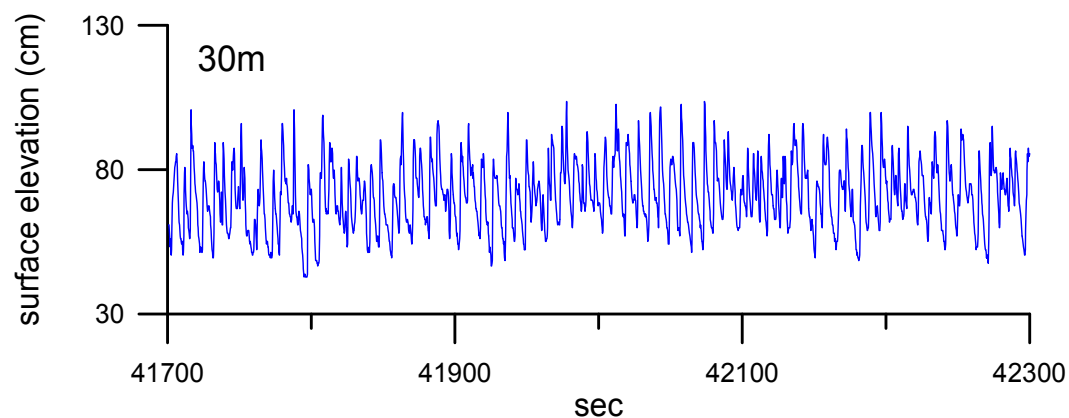


圖 3.43 30m 測點之水位變化、振幅譜與邊際能譜

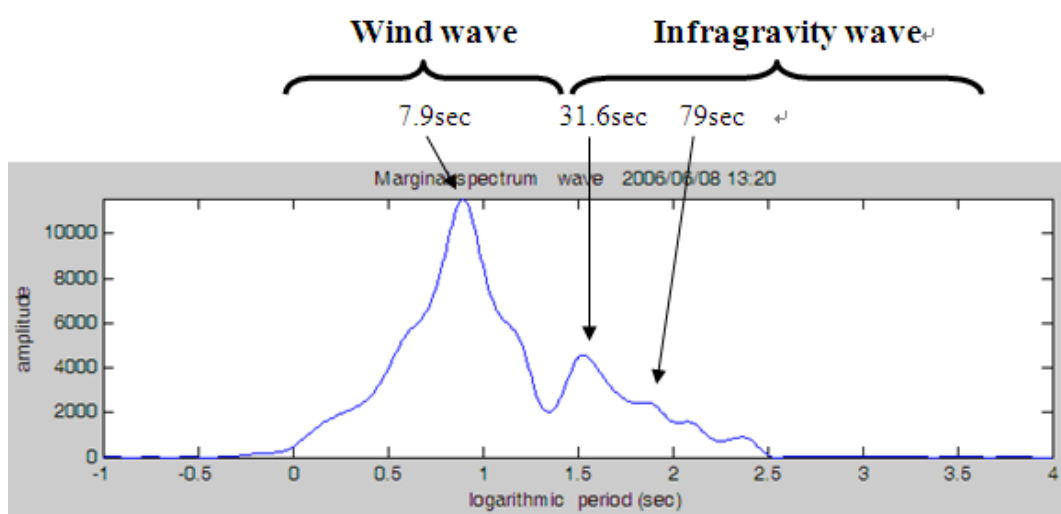
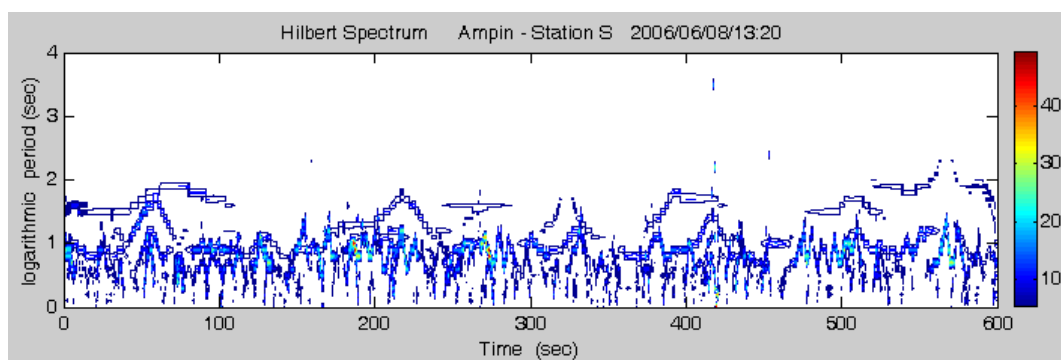
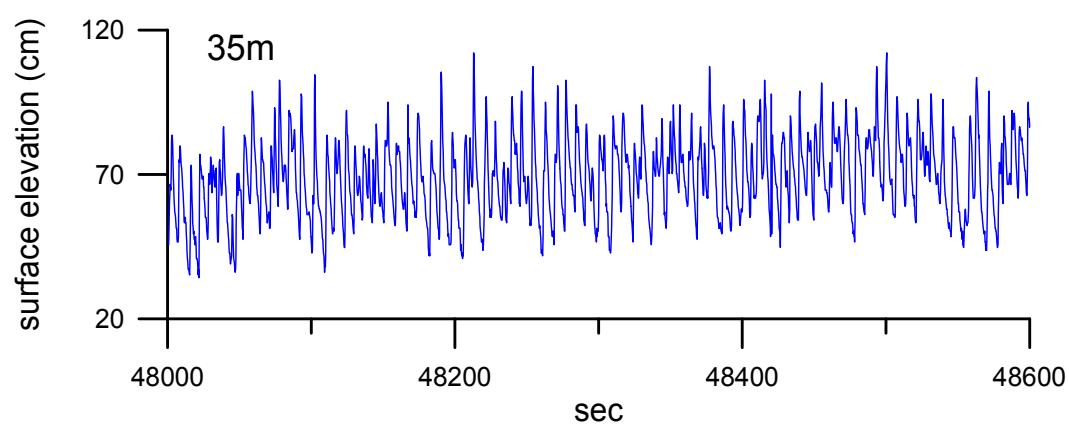


圖 3.44 35m 測點之水位變化、振幅譜與邊際能譜

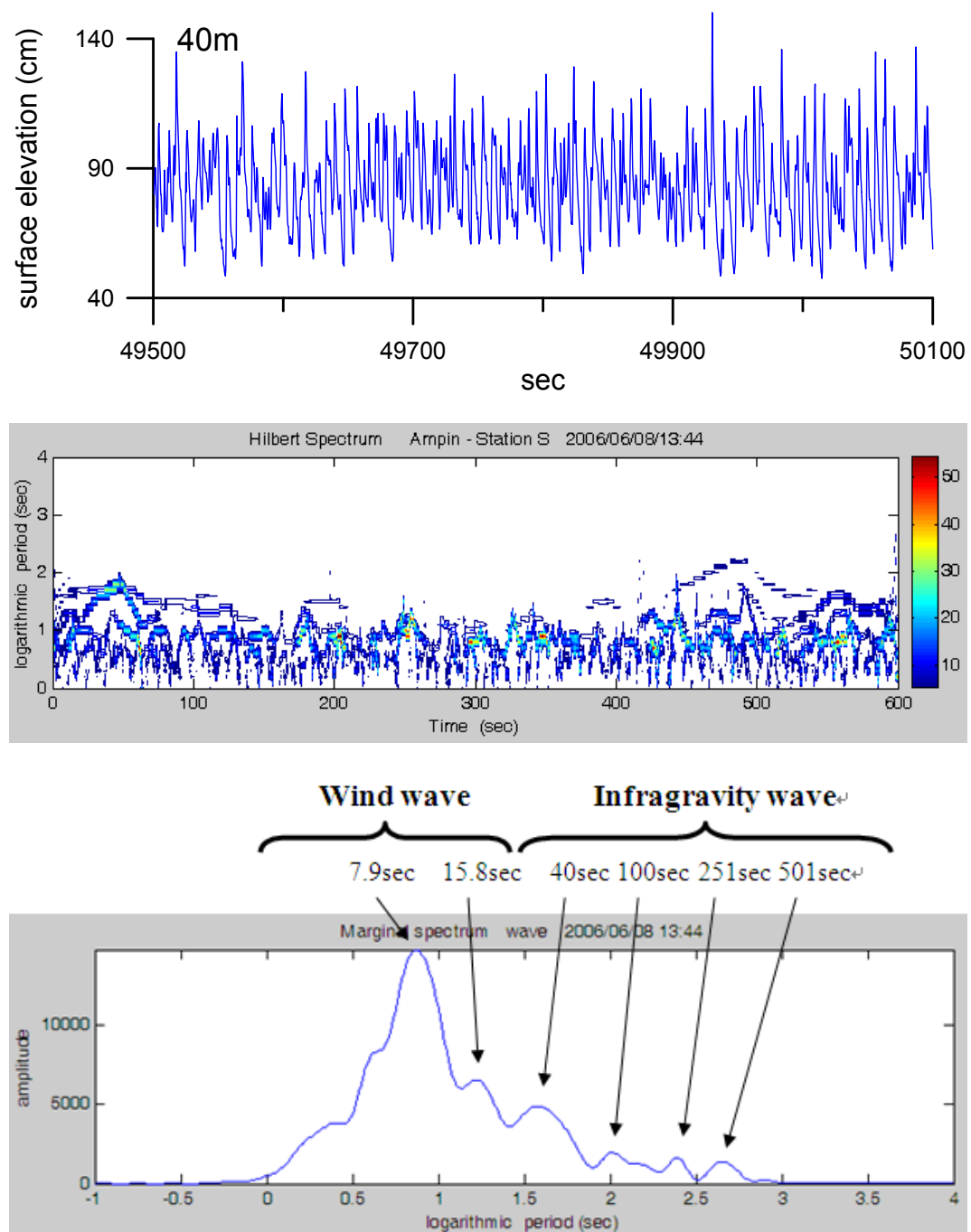


圖 3.45 40m 測點之水位變化、振幅譜與邊際能譜

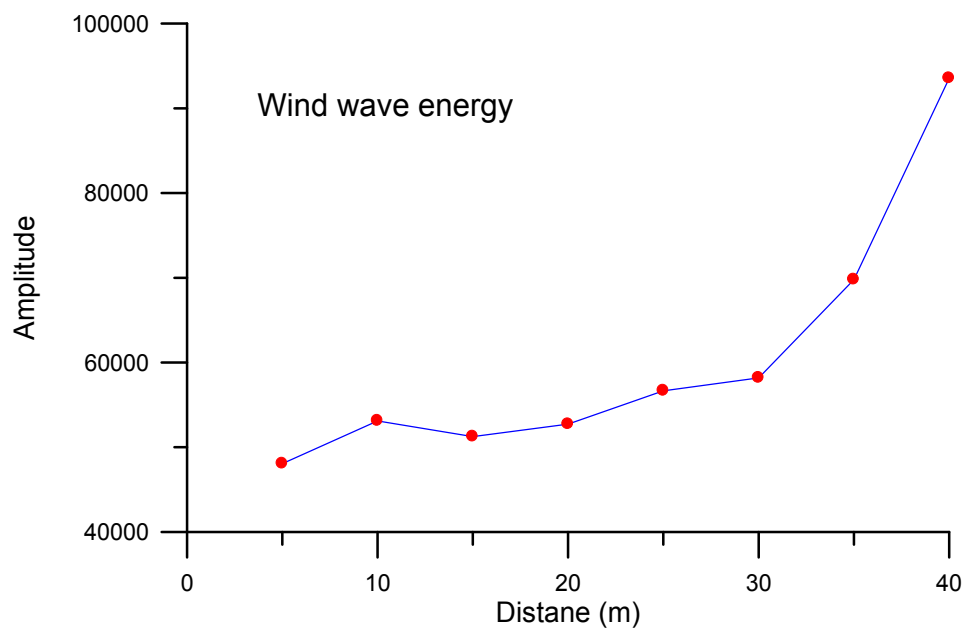


圖 3.46 垂直向海方向之風浪能量變化

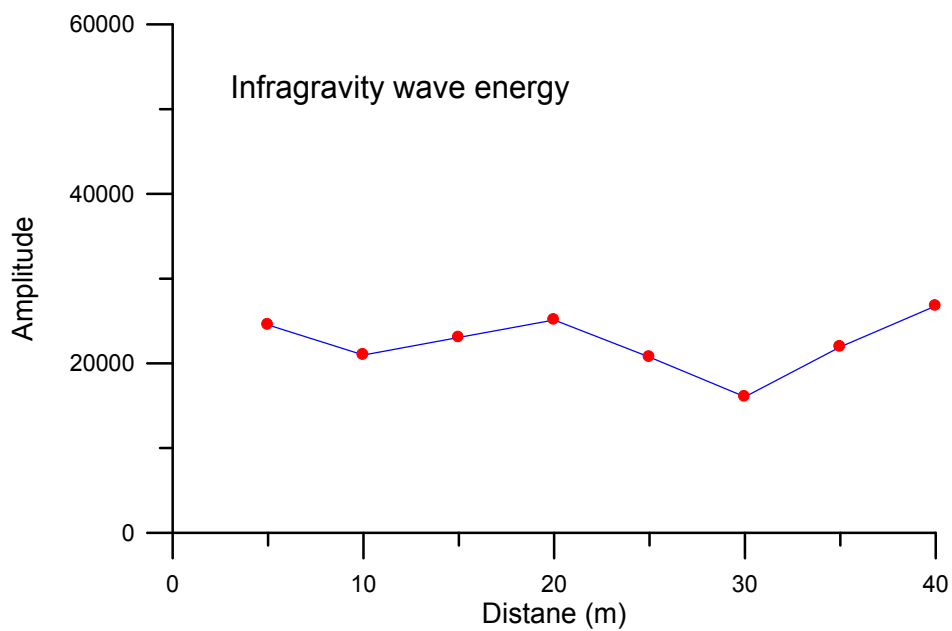


圖 3.47 垂直向海方向之亞重力波能量變化

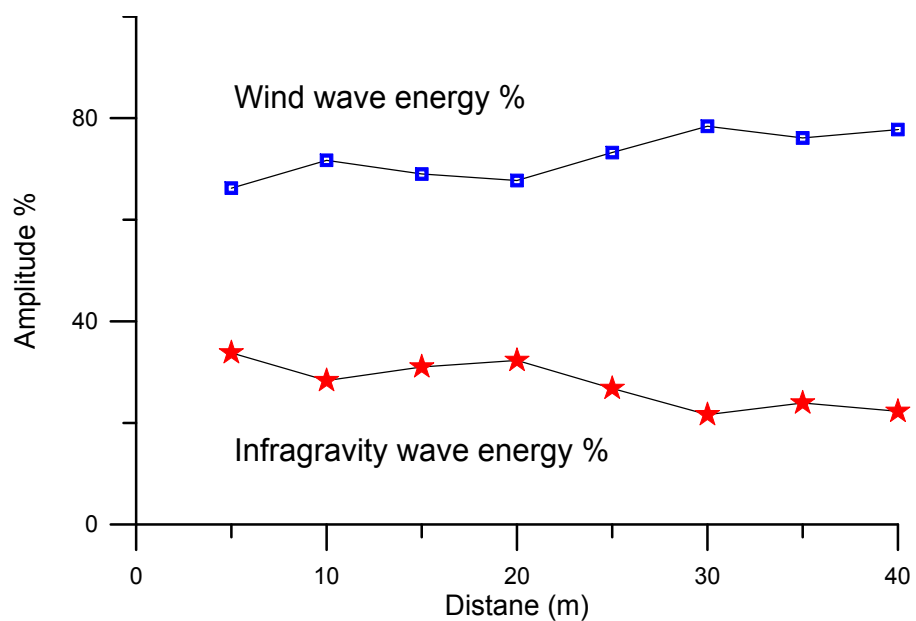


圖 3.48 垂直向海方向之風浪與亞重力波能量百分比變化

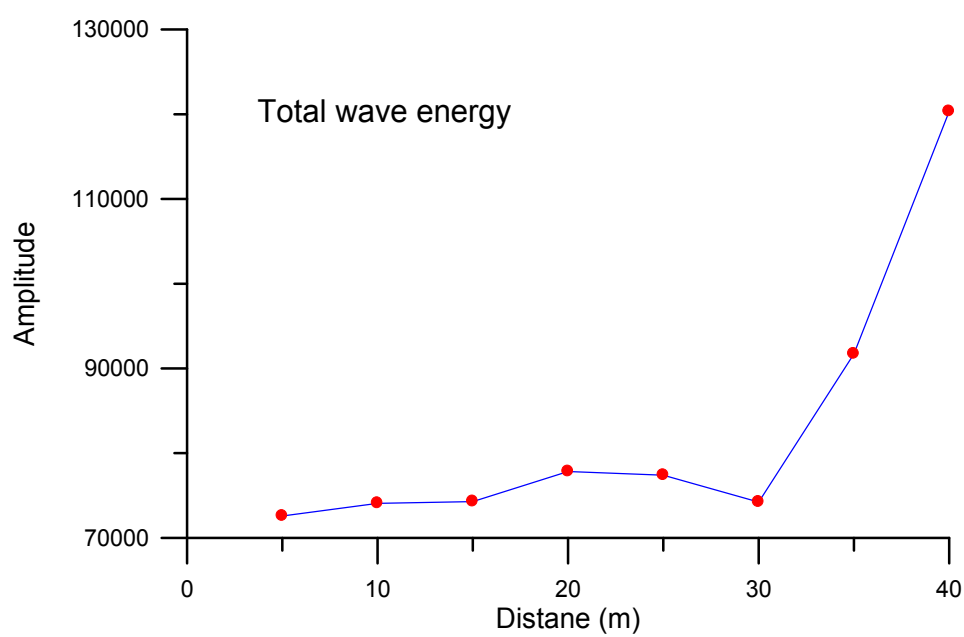
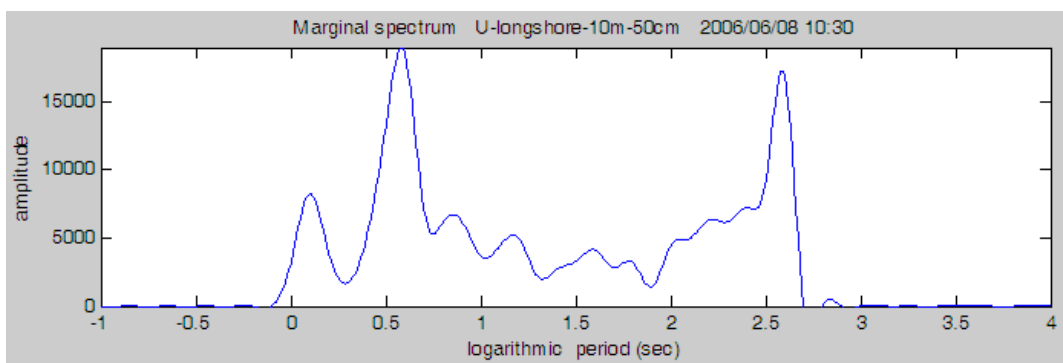
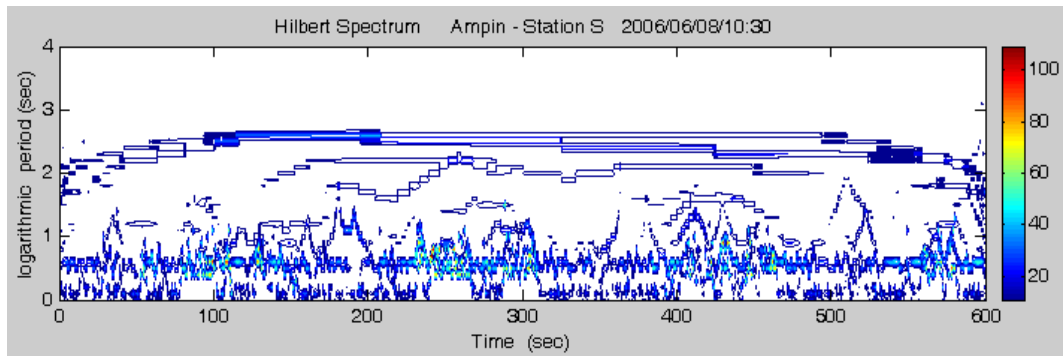
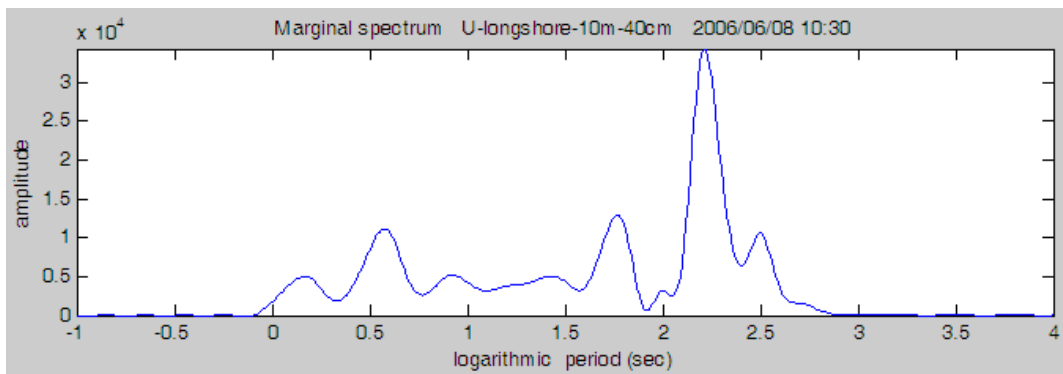
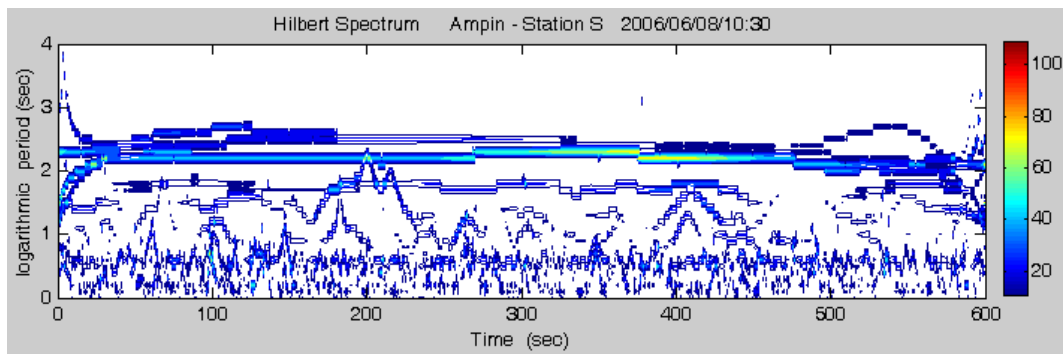


圖 3.49 垂直向海方向之總波能變化

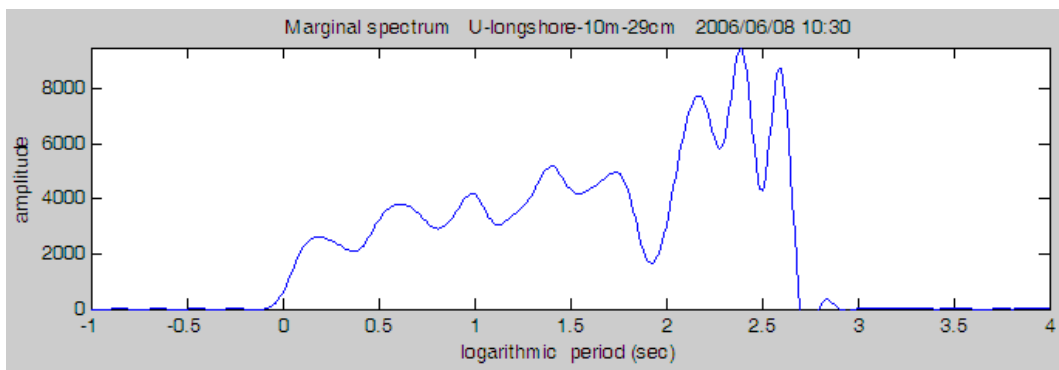
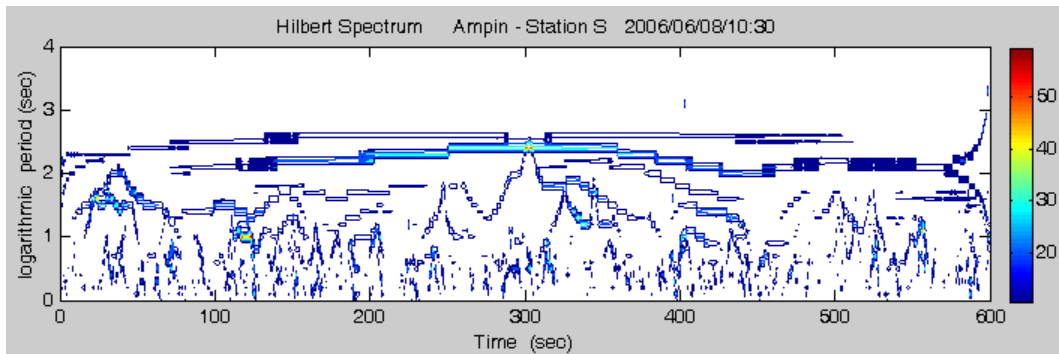
10m-50cm



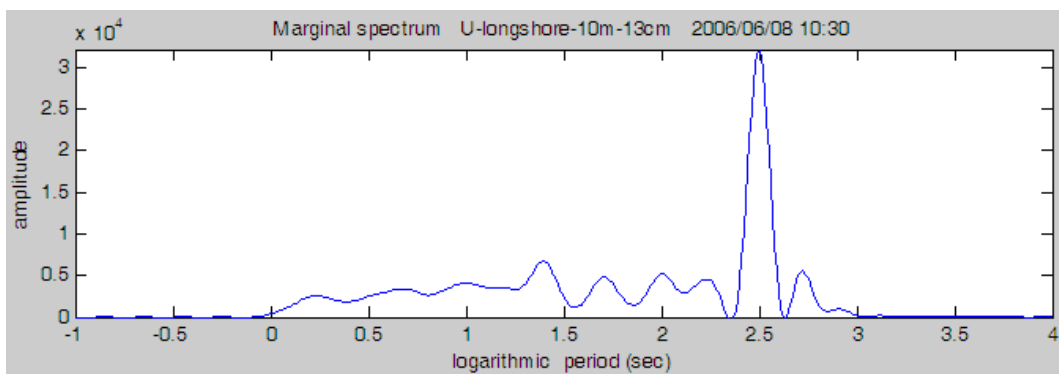
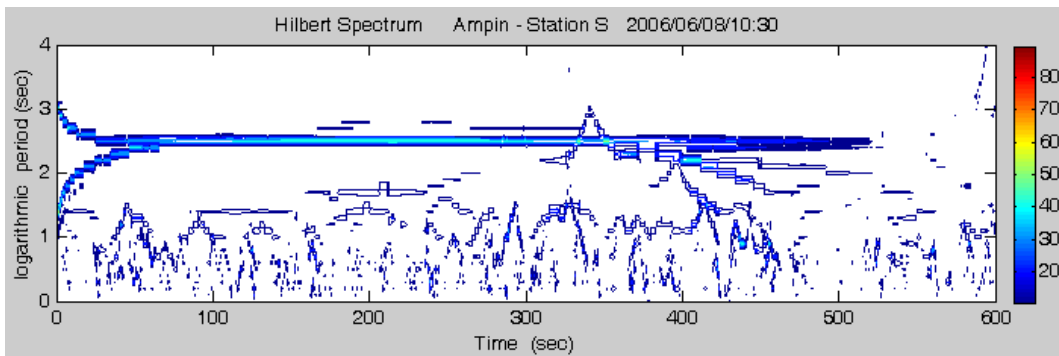
10m-40cm



10m-29cm



10m-13cm



10m-5cm

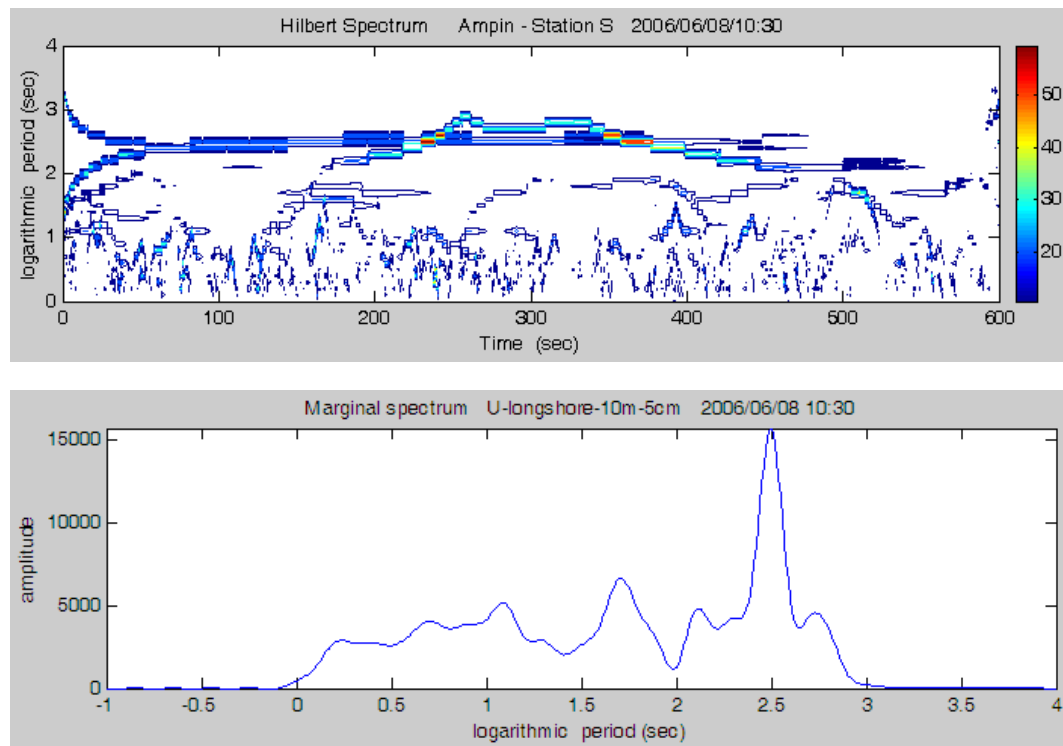
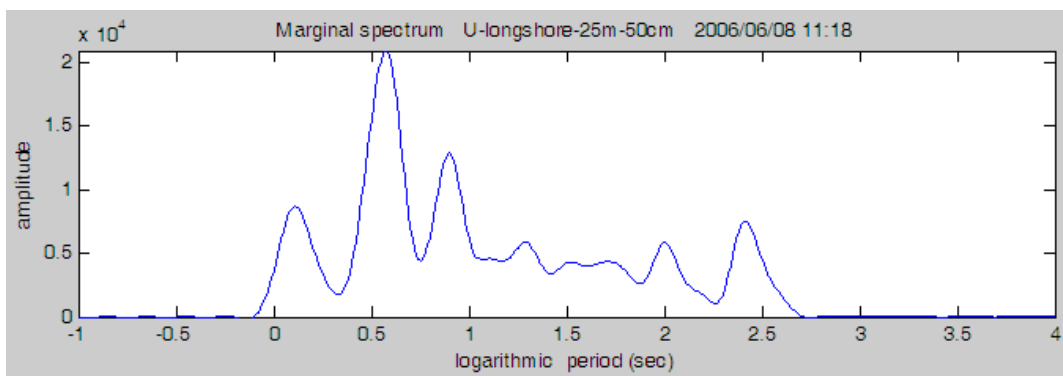
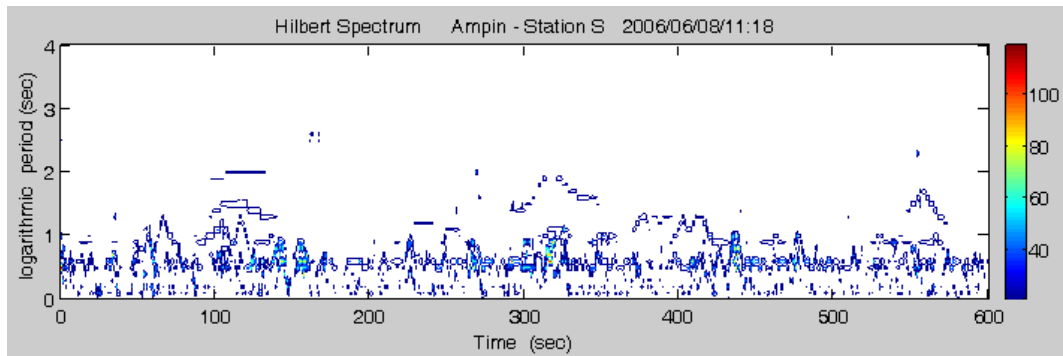
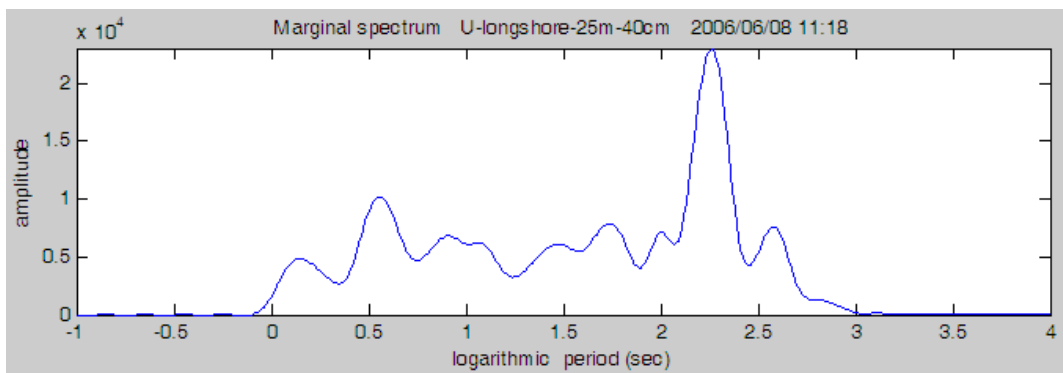
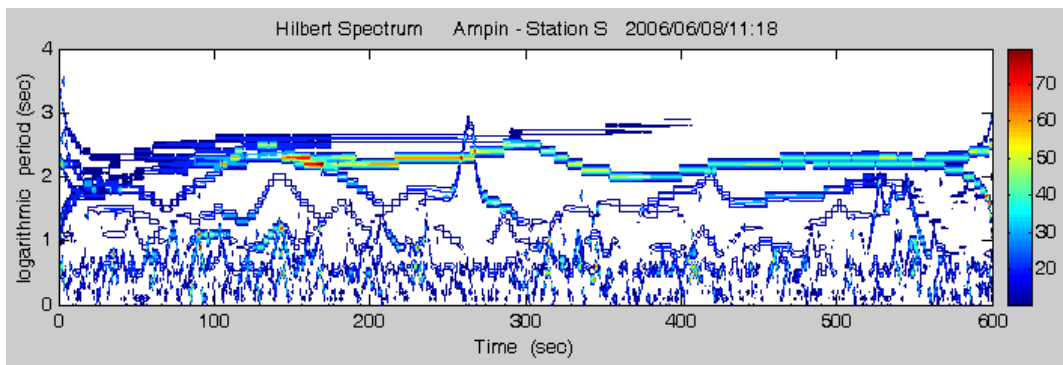


圖 3.50 10m 測點各水層之振幅譜與邊際能譜

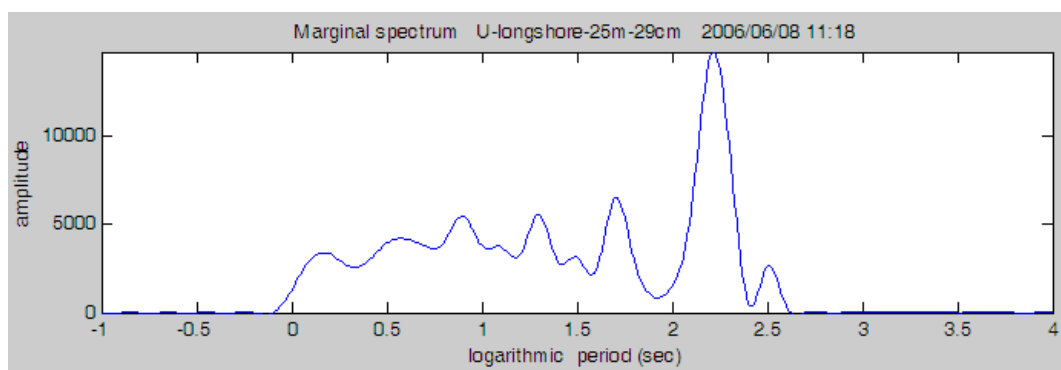
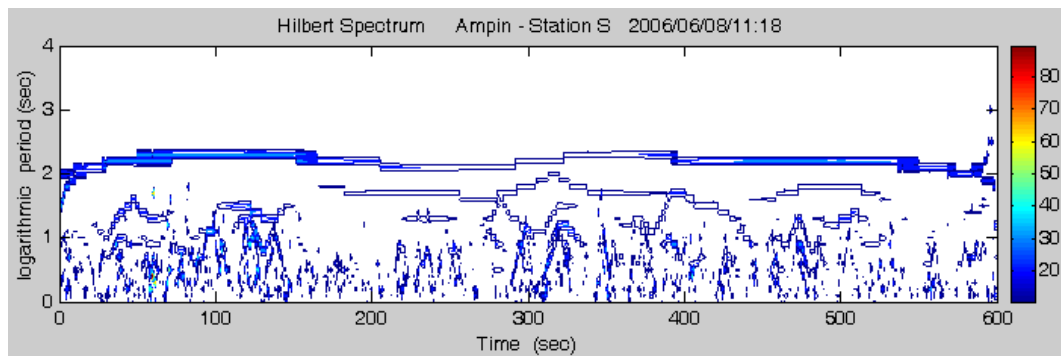
25m-50cm



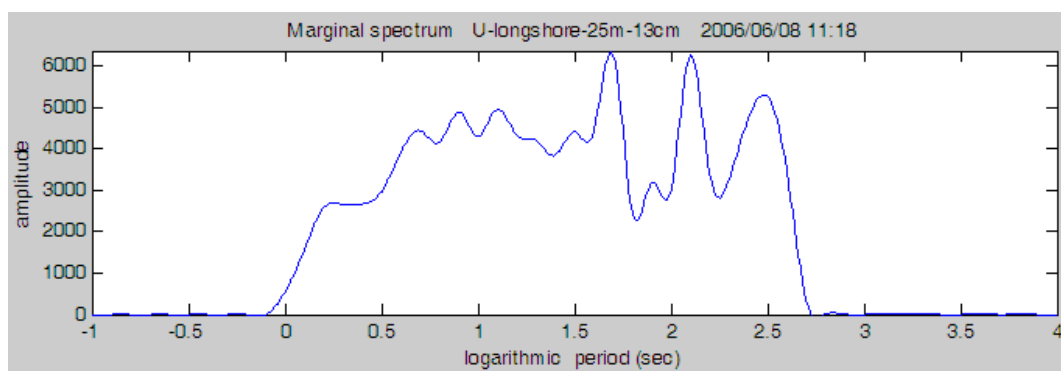
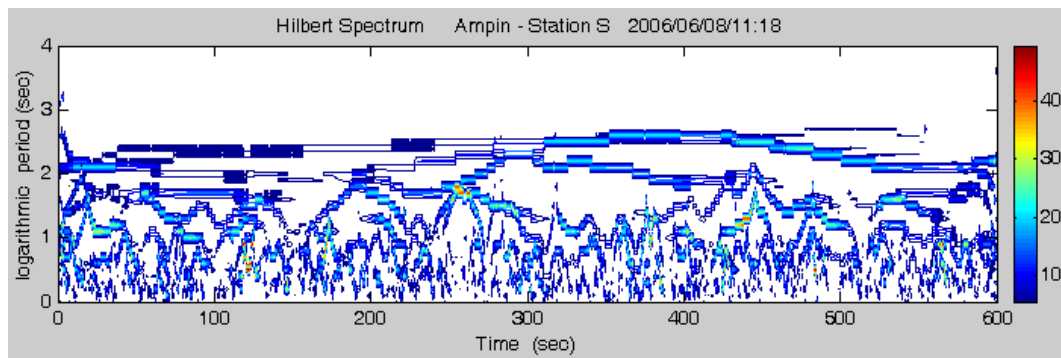
25m-40cm



25m-29cm



25m-13cm



25m-5cm

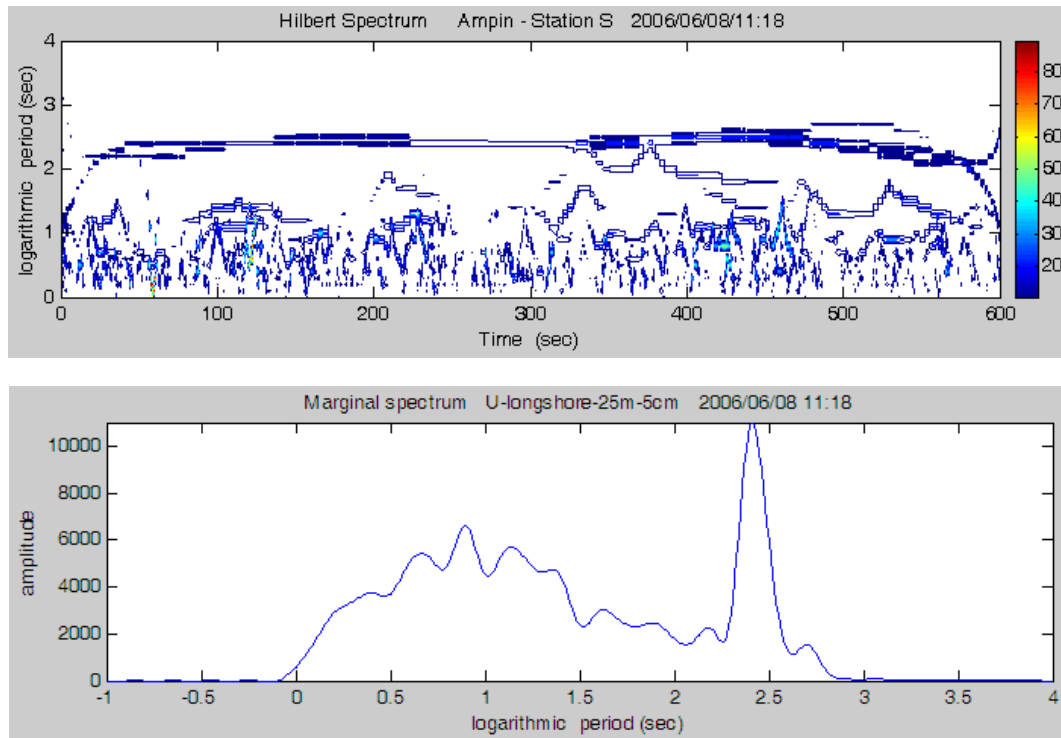
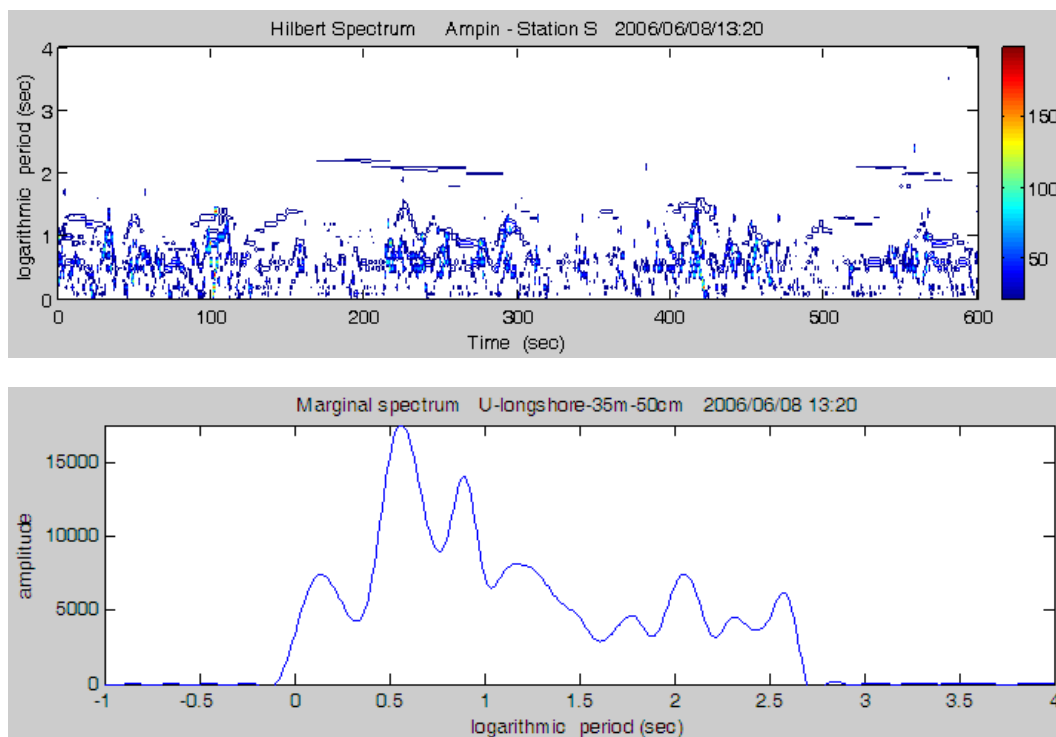
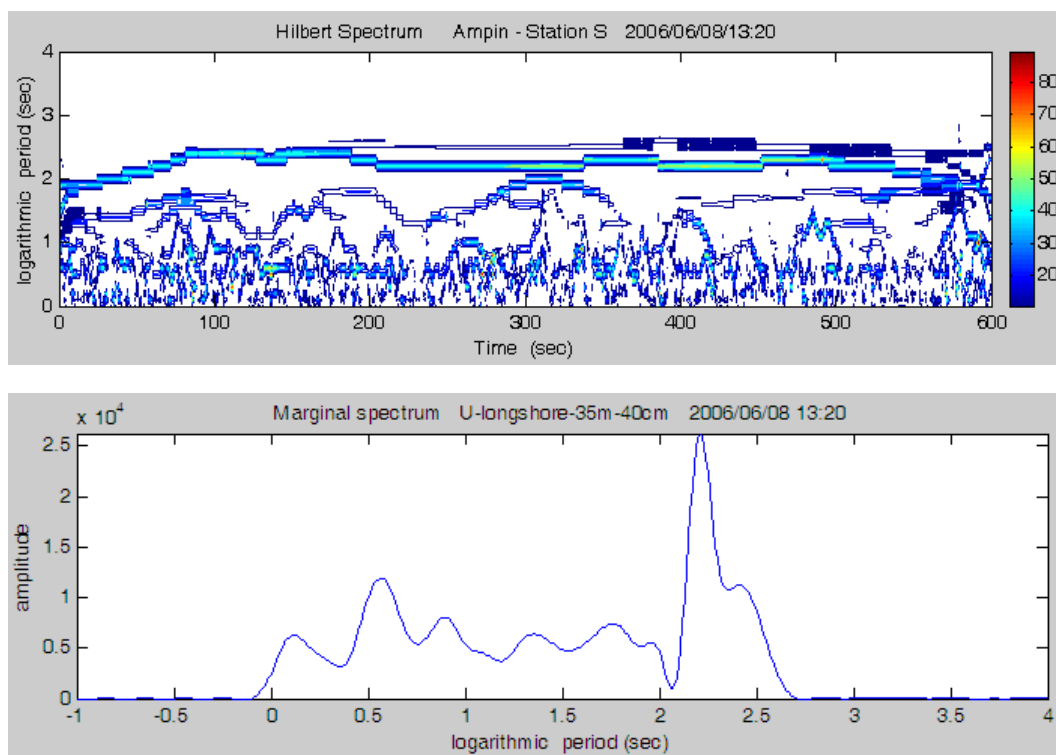


圖 3.51 25m 測點各水層之振幅譜與邊際能譜

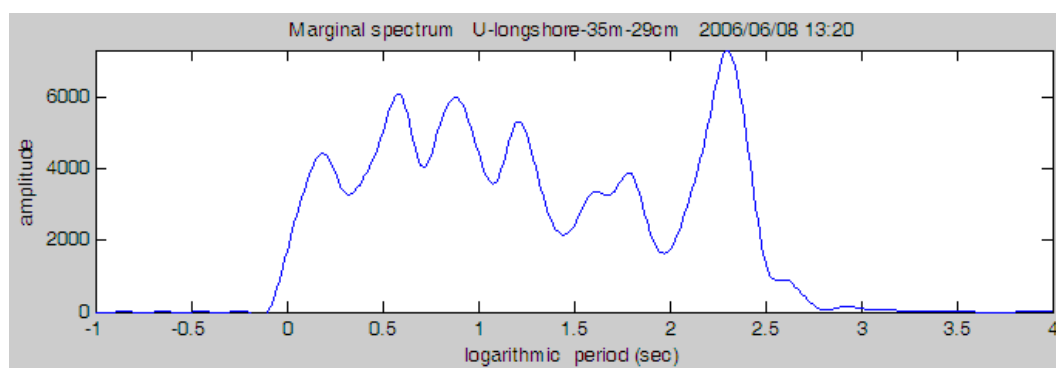
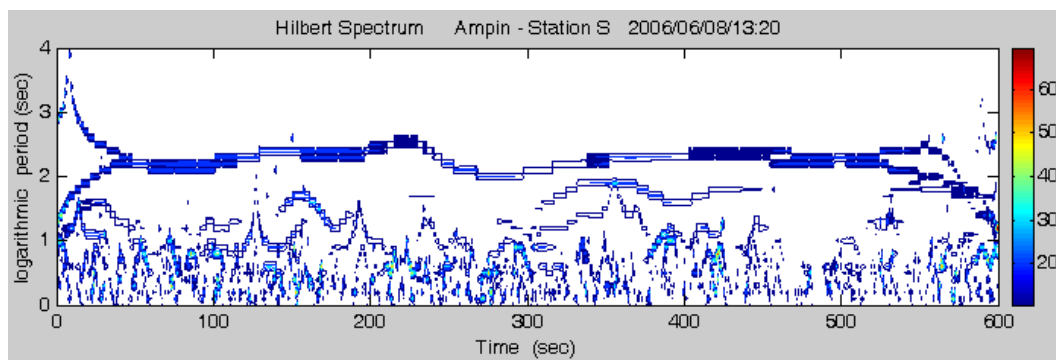
35m-50cm



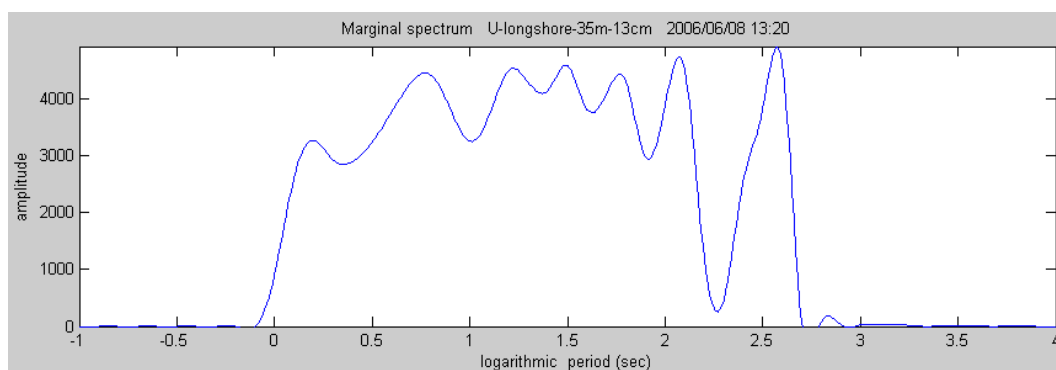
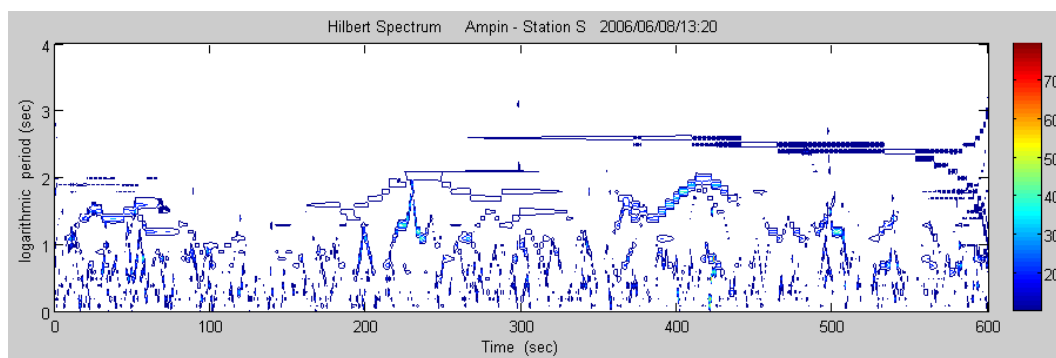
35m-40cm



35m-29cm



35m-13cm



35m-5cm

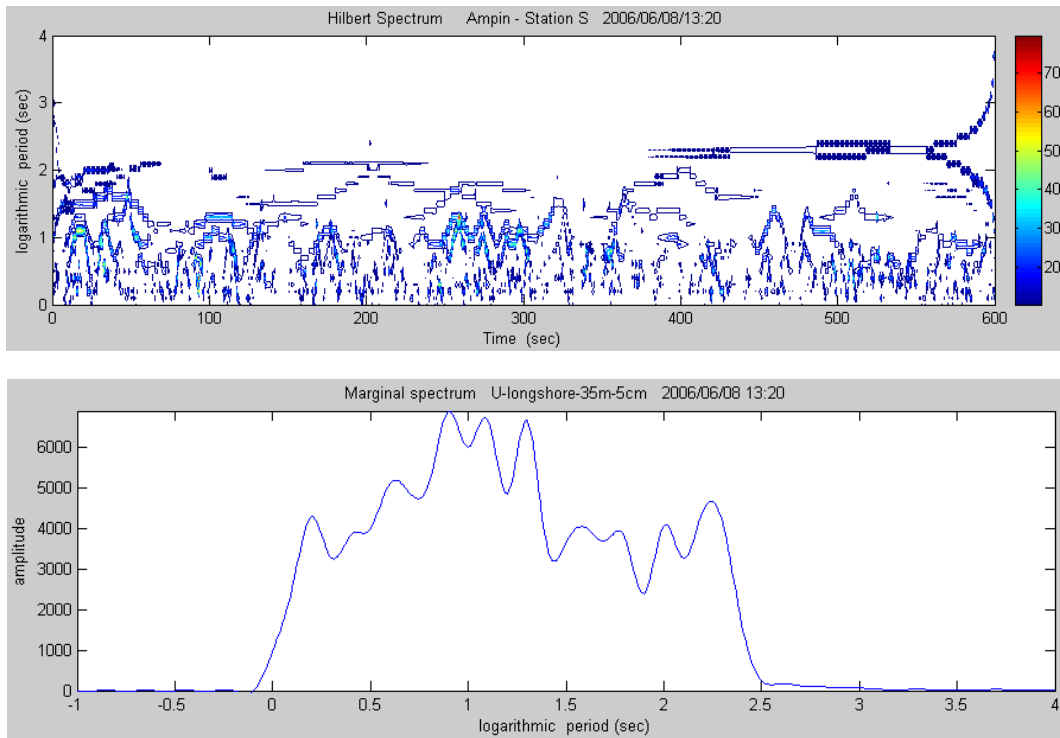


圖 3.52 35m 測點各水層之振幅譜與邊際能譜

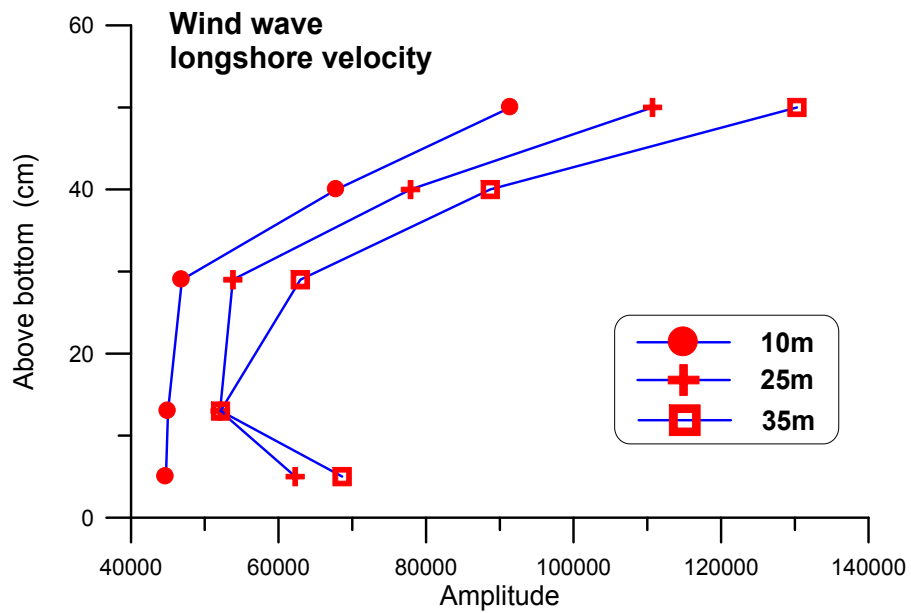


圖 3.53 垂直水層之風浪沿岸流能量分佈

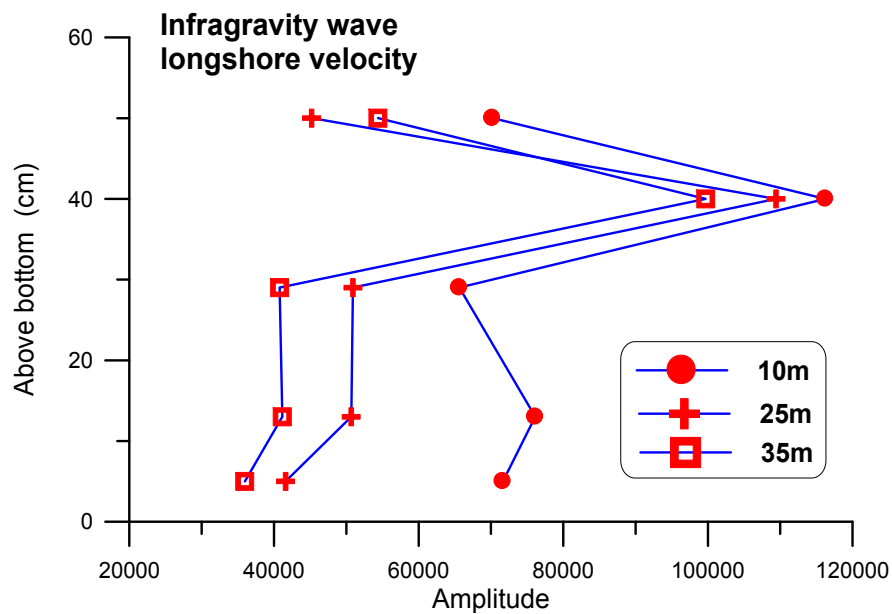


圖 3.54 垂直水層之亞重力波沿岸流能量分佈

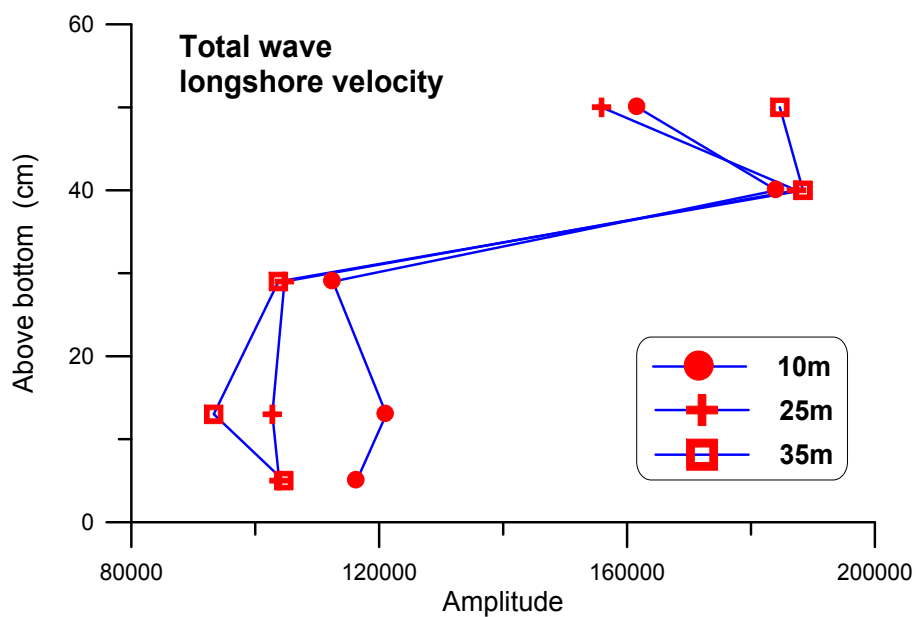


圖 3.55 垂直水層之風波與亞重力波沿岸流能量分佈

第四章 結論與建議

4.1 結論

近岸地區的觀測資料中經常可見長波振盪現象，其形成是由於能量在海岸地區累積造成。過去對於摻雜多種頻域能量的波動多以傅利葉快速轉換法 *FFT* 作為主要解析工具，雖然方便但卻有其適用條件，因為 *FFT* 只能適用於穩態、正弦性波動資料；而大自然發生的各類波動訊號卻經常是非穩態、非正弦性波動資料。因此有必要以它種方法進行解析。本研究利用 *Huang et al. (1996)* 最近提出的 *EMD* 解析方法將非穩態資料分解成 *IMF* 不同頻域組合，並以 *Hilbert transform* 作三維的時域-頻域-能量能譜分析，可以得到訊號能譜分佈在時域上的變化，充分反應資料訊號在時間上的變化特性。對於穩態訊號則可以將時域-頻域-能量能譜在時域上累加以得到純頻域-能量的邊際能譜。

由資料分析結果顯示在碎波帶外底床懸浮質濃度隨水深變化而有不同之基本環境濃度，而濃度之暴增則與波浪之群波現象有密切關係，其濃度暴增量可達基本濃度的 2~3 倍，平均佔懸浮沙總量約 27.7%，此結果影響近岸底床輸沙量之估算甚鉅，不可不注意。至於碎波帶內，因波浪群波特性降低，致使影響底床懸浮質濃度變化的因素更為複雜，有待進一步深入研究。

安平海域之外海風浪經常帶有群波結構，當波浪由外海折射進入近岸海域，波浪因淺化而碎波，其碎波後會釋出閉鎖長波，該長波被海岸反射或受海底地形變化折射而侷限沿岸傳遞形成邊緣波。本研究發現從沿岸流速分量作能譜分析可以清楚看到邊緣波的亞重力波成份大小及出現時間，在沿岸方向之水粒子運動分量中，邊緣波佔有較大的能量成份，因此本方法可用來偵測邊緣波並瞭解其週期範圍與能量大小。本研究使用多部儀器組合在碎波帶內外移動分別測量不同位置的波浪與水深垂直斷面流場，並以 *EMD* 分解法求各點與各水層之

Hilbert 振幅譜及邊際能譜，計算風浪與亞重力波在碎波帶不同位置、不同水層之能量分佈，發現風浪能量在接近水面處能量急遽增加，且愈往外海能量愈大；亞重力波則由底床往上略為增加，愈往外海亞重力波能量愈小，符合邊緣波理論；整體能量則是在接近水面處能量急遽增加，主要是受水面風浪的影響，往外海方向近底床處因深度增加能量減小但接近水面時則能量急遽增加。

4.2 成果效益及後續應用情形

本研究在港區附近海岸安裝觀測儀器直接量測溯昇帶與碎波帶底床上之流速分佈、波高及懸浮沙濃度分佈，以底床攝影直接觀察溯昇波對底床之侵淤作用，利用超音波測距儀觀測底床面變化並得出回波強度與懸浮沙濃度之關係式，可作為決定碎波帶漂沙輸沙量估算之參數依據，已獲得良好之結果。應用上可提供各港務局或學術研究單位於探討近岸輸沙量推算與海岸漂沙數值模擬之參考。

參 考 文 獻

1. Bagnold, R. A., (1946) "Motion of waves in shallow water: Interaction between waves and sand bottoms," *Proc. R. Soc. London Ser. A*, 187, pp1-15.
2. Battjes, J.A. (1974) "Surf similarity," *Proc. 14th Int. Conf. Coastal Eng., ASCE*, Vol. 1, pp. 466-480.
3. Beach, R. A. and R. W. Sternberg (1987) "The influence of infragravity motions on suspended sediment transport in the inner surf zone," *Proc. Coastal Sediments '87, ASCE*, Vol. 1, New Orleans, pp. 913-928.
4. Blondeaux, P. and G. Vittor (1990) "Oscillatory flow and sediment motion over a rippled bed," *Proc. 22nd Int. Conf. Coastal Eng., ASCE*, Vol. 3, pp. 2186-2199.
5. Bowen, A. J. and D. L. Inman (1971) "Edge waves and crescentic bars," *J. Geophys. Res.*, Vol. 74, pp. 8662-8671.
6. Brenninkmeyer, B. M. (1974) "Mode and period of sand transport in the surf zone," *Proc. 14th Int. Conf. Coastal Eng., ASCE*, Vol. 2, pp. 812-827.
7. Carsten, M. R., F. M. Nielsen, and H. D. Altinbilek, (1969) "Bed forms generated in the laboratory under oscillatory flow," *Tech. Memo. 28*, Coastal Eng. Res. Center, Washington, D. C..
8. Conley, D. C. and D. L. Inman (1992) "Field observation of the fluid-granular boundary layer under near-breaking waves," *J. Geophys. Res.*, Vol. 97, No. C6, pp. 9631-9643.
9. Davies, A. G. and R. H. Wilkinson (1978) "Sediment motion caused by surface water waves," *Proc. 16th Int. Conf. Coastal Eng., ASCE*, Vol. 2, pp. 1577-1595.
10. Dong, P. and K. Zhang (1999) "Two-phase flow modeling of sediment motions in oscillatory sheet flow," *Coastal Eng.*, 36, pp 87-109.
11. Fairchild, J. C. (1959) "Suspended sediment sampling in oscillatory wave action," *Tech. Memo 115, Beach Erosion Board, U.S. Army Corps of Engineers*.
12. Funke E.R. and E.P.E. Mansard (1980) "On the synthesis of realistic sea state in a Laboratory flume," *Proc. 17th Int. Conf. Coastal Eng., ASCE*, Vol. 3, pp. 2974-2991.

13. Hagatun, K. and K.J. Eidsvik (1986) "Oscillating turbulent boundary layers with suspended sediment," *J. Geophys. Res.*, 91(C11), pp. 13045-13055.
14. Hara, T and C.C. Mei (1991) "Frequency downshift in narrowbanded surface waves under the influence of wind," *J. Fluid Mech.*, Vol. 230, pp. 429-477.
15. Homma, M. and K. Horikawa (1962) "Suspended sediment due to wave action," *Proc. 8th Int. Conf. Coastal Eng.*, ASCE, pp. 168-193.
16. Horikawa, K., Watanabe, A. and Katori, S. (1982) "Sediment Transport under Flow Condition," *Proc. 18th Int. Conf. Coastal Eng.*, ASCE., Vol. 2, pp. 1335-1352.
17. Huang, N.E., S.R. Long and Z. Shen (1996) "The mechanism for frequency downshift in nonlinear wave evolution," *Adv. App. Mech.* 32, pp. 59-111.
18. Ifuku, M. (1988) "Field observation and numerical calculation of suspended sediment concentration in the surf zone," *Coastal Eng. in Japan*, Vol. 30, No. 2, pp.75-88.
19. Inman, D. L.(1957) "Wave generated ripples in nearshore sands," *Tech. Memo. No. 100, U.S. Army Corps of Engineers, B.E.B.* 42 pp.
20. Jonsson, I. G. (1966) "Wave boundary layer and friction factors," *Proc. 10th Int. Conf. on Coastal Eng.*, ASCE, pp. 127-148.
21. Kajiura, K. (1968) "A model of bottom boundary layer in water waves," *Bull. Earthq. Res. Inst., Japan*, Vol. 42, pp. 75-123.
22. Kawata, Y., H. Yoshioka and Y. Tsuchiya (1990) "The in situ measurements of sediment transport and bottom topography changes," *Proc. 22th Int. Conf. on Coastal Eng.*, ASCE, Vol. 3, pp. 2332-2345.
23. Kawata, Y., T. Shirai and Y. Tsuchiya (1992) "Field observation on sand ripples under rough sea state," *Proc. 23th Int. Conf. on Coastal Eng.*, ASCE, Vol. 2, pp. 2164-2175.
24. Komar, P. D. and D. L. Inman (1970) "Longshore sand transport on beaches," *J. Geophys. Res.*, Vol. 75, No. 30, pp. 5914-5927.
25. Koontz, W. A. and D. L. Inman (1967) "A multipurpose data acquisition system for instrumentation of the nearshore environment," *Tech. Memo. No. 21., U.S. Army Corps of Engrs., Coastal Eng. Res. Center.*

26. Kos'yan, R., I. Podymov and N. Pykhov (1999) "Investigation of suspended sediment dynamics in the course of nearshore experiment in the Ob sea," *MEDCOAST 99 – EMECS 99 Joint Confernce*, pp. 1675-1691.
27. Kraus, N. C. (1983) "Application of a shoreline prediction model," *Proc. Coastal structures '83, ASCE*, pp. 632-641.
28. Lin, P.C., H. T. Chou and J. T. Juang (2002) "The influence of energy grouping and undulating on sediment suspension in the surf zone," *J. Marine Science and Technology*, Vol. 10, No. 2, pp. 83-91.
29. Longuet-Higgins, M.S. (1980) "Modulation of the amplitude of steep wind waves," *J. Fluid Mech.*, Vol. 99, part 4, pp. 705-713.
30. Luck, G. (1970) "Observation of sediment motion by under water-television," *Proc. 12th Int. Conf. Coastal Eng., ASCE*, Vol. 1, pp. 687-708.
31. Lundgren, H (1972) "Turbulent currents in the presence of waves," *Proc. 13th Int. Conf. on Coastal Eng., ASCE*, Vol. 1, pp. 623-634.
32. Melville, W.K. (1983) "Wave modulation and breakdown," *J. Fluid Mech.*, Vol. 128, pp. 489-506.
33. Munk, W.H. (1949) "Surf beats," *Eos Trans. AGU*, Vol. 30, pp. 849-854.
34. Nakato, T., F.A. Locher, J.R. Glover and J.F. Kennedy (1977) "Wave entrainment of sediment from rippled beds," *J. Waterway, Port, Coastal and Ocean Eng.*, 103(1), pp. 83-99.
35. Nielsen, P. (1981) "Dynamics and geometry of wave-generated ripples," *J. Geophy. Res.* 86, C7, pp 6467-6472.
36. Nielsen, P. (1983) "Analytical determination of near shore wave height due to refraction shoaling and friction," *Coastal Eng.*, Vol. 7, pp. 233-251.
37. Nielsen, P. (1986) "Suspended sediment concentration under waces," *Proc. 20th Int. Conf. Coastal Eng., ASCE*, Vol. 1, pp. 23-31.
38. Nishi, R., M. Sato and K. Nakamura (1992) "Grain-size distribution of suspended sediments," *Proc. 23th Int. Conf. Coastal Eng., ASCE*, Vol. 2, pp. 2293-2306.
39. Noda, H. (1967) "Sediment suspension by waves," *Proc. 14th Japanese Conf. on Coastal Eng., JSCE*, pp. 306-314.

40. Okayasu, A., T. Matsumoto and Y. Suzuki (1996) "Laboratory experiments on generation of long waves in the surf zone," *Proc. 25th Int. Conf. Coastal Eng., ASCE*, Vol. 2, Orlando, pp. 1321-1334.
41. Olmez, H.S. and J.H. Milgram (1995) "Nonlinear energy transfer to short gravity waves in the presence of long waves," *J. Fluid Mech.*, Vol. 289, pp. 199-226.
42. Ramamonjjarisoa, A. and E. Mollo-Christensen (1979) "Modulation Characteristics of sea surface waves," *J. Geophys. Res.*, Vol. 84, No. C12, pp. 7769-7775.
43. Raudkivi, A. J. (1988) "The roughness height under waves," *J. Hydr. Res.*, Vol. 26, No. 5, pp. 569-584.
44. Riedel, H. P., J. W. Kamphuis and A. Brebner (1972) "Measurement of bed shear stress under waves," *Proc. 13th Conf. Int. Conf. Coastal Eng., ASCE*, Vol. 1, pp. 587-603.
45. Sato, S., K. Shimosako and A. Watanabe, (1987) "Measurements of oscillatory turbulent boundary layer flow ripples with a laser – Doppler velocimeter," *Coastal Eng. In Japan*, Vol. 30, No. 1.
46. Shen, H. W., H. W. Fehlmán and C. Mendoza (1990) "Bed form resistances in open channel flows," *J. Hydr. Eng., ASCE*, Vol. 116, No. 6, pp. 799-815.
47. Shibayama, T. and K. Horikawa (1982) "Sediment transport and beach transformation," *Proc. 18th Int. Conf. Coastal Eng., ASCE*, Vol. 2, pp. 1439-1458.
48. Sleath, J. F. A. (1982) "The suspension of sand by waves," *J. Hydr. Res.*, Vol. 19, pp. 439-452.
49. Sunamura, T., K. Bando, and K. Horikawa (1978) "An experimental study of sand transport mechanism and rate over asymmetrical sand ripples," *Proc. 25th Japanese Conf. on Coastal Eng., JSCE*, pp. 250-254.
50. Trulsen, K. and K.B. Dysthe (1997) "Frequency downshift in three-dimensional wave trains in a deep basin," *J. Fluid Mech.* Vol.352, pp. 359-373.
51. Tucker, M.J. (1950) "Surf beats: sea wave of 1 to 5 minute period," *Proc. Roy. Soc. London*, Vol. A202, pp. 565-573.
52. Wright, L. D., R. T. Guza and A. D. Short (1982) "Dynamics of high energy dissipative surf zone," *Marine Geology*, Vol. 45, pp. 41-61.

53. Yu, Z., H. D. Niemeyer and W. T. Bakker (1990) "Site investigation on sand concentration in the sheet flow layer," *Proc. 22th Int. Conf. Coastal Eng., ASCE*, Vol. 3, pp 2360-2371.
54. 黃煌輝、賴泉基、張裕弦(1992) "波浪運動下沙漣流場之數值模擬," 第十四屆海洋工程研討會論文集, pp. 575-589.
55. 歐善惠、許泰文(1992) "薄層流輸沙量之研究," 第十四屆海洋工程研討會論文集, pp. 602-615.
56. 黃煌輝、黃國書、林玄忠(1995) "波浪作用下沙漣形成過程之流場運動特性," 第十七屆海洋工程研討會論文集, pp. 1379-1396.
57. 何良勝、曾相茂、邱永芳(1997) "台灣五個國際港海域海氣象特性之研究," 臺灣省政府交通處港灣技術研究所, 基本研究報告(三)。
58. 曾相茂、張金機、簡仲璟(1997) "台中港港口擴建後海氣象調查研究," 臺灣省政府交通處港灣技術研究所, 專利第 149 號(上冊)。
59. 江允智、林銘崇、丁肇隆(1998) "波浪作用下沙漣附近流場之研究," 第二十屆海洋工程研討會論文集, pp. 475-482.
60. 邱永芳、吳基、林柏青(2001) "安平港海氣象觀測、防波堤水工模型試驗以及數值模擬研究—海氣象觀測," 交通部運輸研究所, 港灣技術研究中心, 第二年期末報告。
61. 許泰文、廖建明、鄧秋霞、謝文斌(2002) "以緩坡方程式模擬不規則波之變形," 第二十四屆海洋工程研討會論文集, pp. 70-77.

附錄一 交通部運輸研究所 100 年度自辦計畫 期末報告審查意見處理情形表

計畫名稱：臺灣主要港口海域長期性海氣象觀測及資料特性應用之研究(3/4) 子計畫 4：臺灣港灣近岸海域漂沙調查研究(3/4)

執行單位：運輸研究所港研中心

參與審查人員及其所提之意見	執行單位處理情形
一、梁乃匡委員： 1. 本計畫探討海岸漂沙機制的基礎研究是海岸工程難度很高的課題，現場觀測資料十分寶貴，本研究很有價值。 2. 建議與中心其他研究員合作，對觀測資料進一步深入探討。	1. 謝謝委員肯定。 2. 本計畫將繼續尋求有興趣研究人員的參與，進一步深入探討相關議題。
二、林銘崇委員： 1. 研究主題及其內容兼具基礎學術性與實務應用性。 2. 相關之波、流、漂沙等觀測調查，宜儘可能同步進行，以利期間相關機制之探討。	1. 謝謝委員肯定。 2. 本研究於進行現場觀測時都會在安裝儀器前進行所有儀器的時間同步校正動作。
三、郭一羽委員： 1. 亞重力波如何定量化？如何推算出來？ 2. 亞重力波或緣波與漂沙的相關性如何加以聯繫？ 3. 地形變化是長期性的，亞重力波是短期性的，如何在現場實驗中解決這個問題？ 4. 風波、群波、亞重力波、緣波等之相關性為何？預期如何推算出漂沙？	1. 一般將大於 30 秒的重力波稱為亞重力波。 2. 一般認為海岸沙尖(beach cusp)構造或沿岸沙洲的形成可能跟亞重力波或緣波等長週期振盪有關。 3. 盡可能進行長期性觀測，不過仍須視現場狀況，安平海域常有海上廢棄蚵架的衝擊因此無法將儀器長期設置於近岸區域。

	4. 該四種波動一般以週期或定義來區分，推算漂沙仍須依照觀測流場與懸浮質濃度的斷面分佈作積分計算。
四、陳陽益委員： 1. 建議增入當地的地形水深影響碎波、沿近向離岸流型態的因素。 2. 建議分析（包括上點的因素）海灘節奏（surf beating）的現象。 3. 建議考量碎波攪動起底床質形成懸浮質再被沿近向離岸傳送，及再被碎波後再碎波的連續帶起傳送的因素。	1. 謝謝委員建議與指導，本研究將繼續探討現場碎波與漂沙的關係。
五、李忠潘委員 1. 請畫一個示意圖，表示各種儀器的組合及相對關係（請修正圖 3.5）。 2. 請以水深圖上標示儀器量測位置，並標示碎波帶寬。 3. 請評估各種儀器對觀測所得流場及漂沙量（Turbidity 量得）的可能影響。 4. 請嘗試求取碎波引起的紊流強度以及與漂沙的關係。 5. 2Hz 可能無法測得高頻的紊流成分。 6. 群波大小波列對應的 wave set-up 即會有對應的水位週期變	1. 為避免儀器間相互干擾，安裝時各個儀器位置都會錯開，各 sensor 感應範圍內為開放空間，圖 3.5 即為實際擺設位置之示意圖。 2. 圖 3.5 為固定於儀架上儀器距離底床位置，圖 3.4 為各測點之水深與離岸距離，觀測當時碎波帶寬約 40 公尺，觀測儀器在碎波帶內外不同測點移動，每個測點至少量測 10 分鐘，儀架固定在底床上，避免晃動或沉陷。 3. 各儀器安裝時已盡量避免干擾與相互影響，但由於儀器本身

化，長周期的海岸水位波動（所謂的亞重力波）是否即對應於此，而非 edge waves？	的體積對於通過流場仍可能有少許紊流產生，不過所有儀器都在與岸平行的同一斷面上，因此影響可以減至最少。 4. 目前現場儀器取樣頻率最高只有 10Hz，對於紊流量測仍可能不足。 5. 如果入射群波波列完全垂直海岸線、大小相同並且同步抵達，則產生的長週期海岸水位波動，set-up & set-down，只會造成垂直海岸方向水粒子運動與長波反射；但由於實際海岸入射群波波列非完全垂直海岸線、大小不同並且非同步抵達，因此沿岸發生的長週期海岸水位波動會同時造成向離岸與沿岸方向之水粒子運動，而沿岸方向海岸水位之不同步波動及水粒子運動即可能成為緣波發生因素之一。
--	--

附錄二 期末報告簡報告資料

臺灣港灣近岸海域漂沙調查研究(3/4)

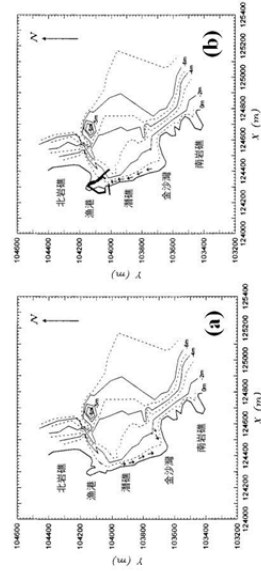
著者：林柏青、江政德、陳志弘

交通部運輸研究所
中華民國100年12月

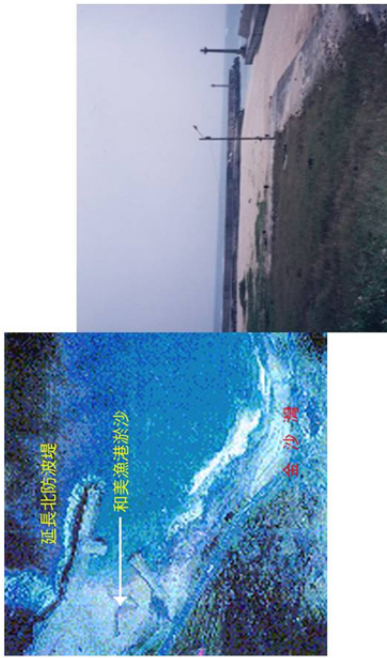
建港影響漂沙 漂沙影響海岸



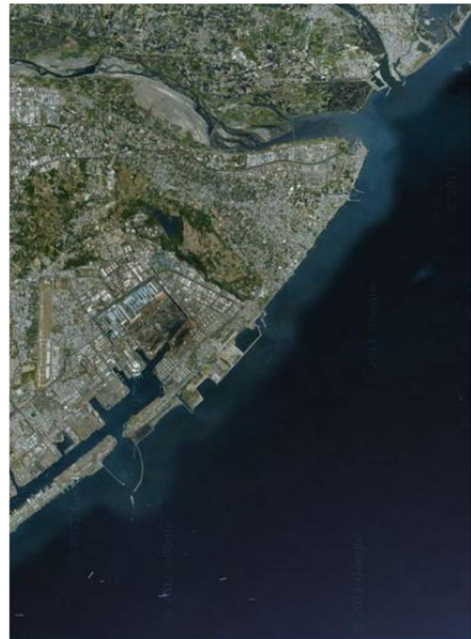
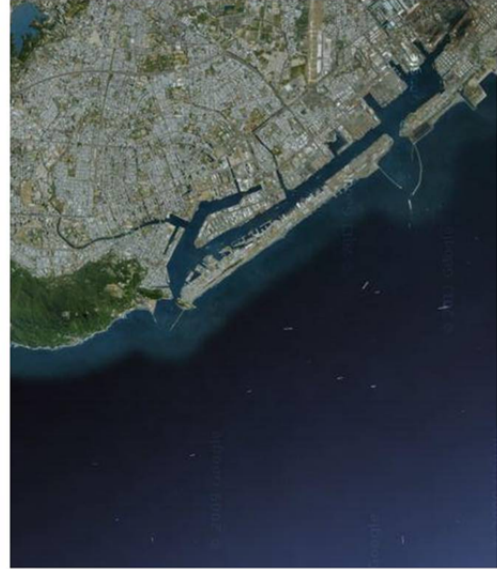
遠洋漁業、近海漁業、沿岸漁業、臨時停泊或避風總計共有299個漁港

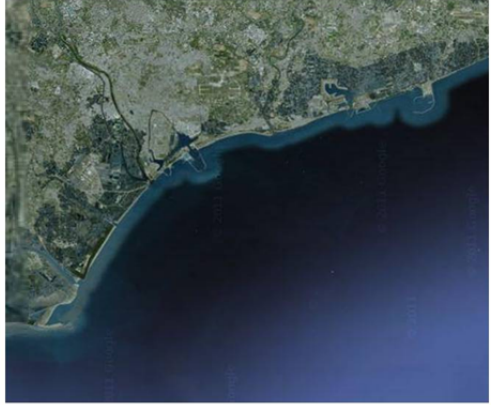


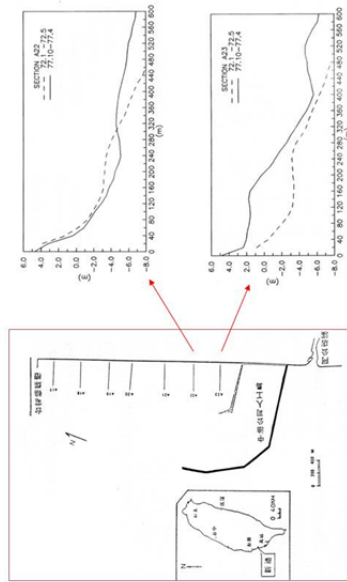
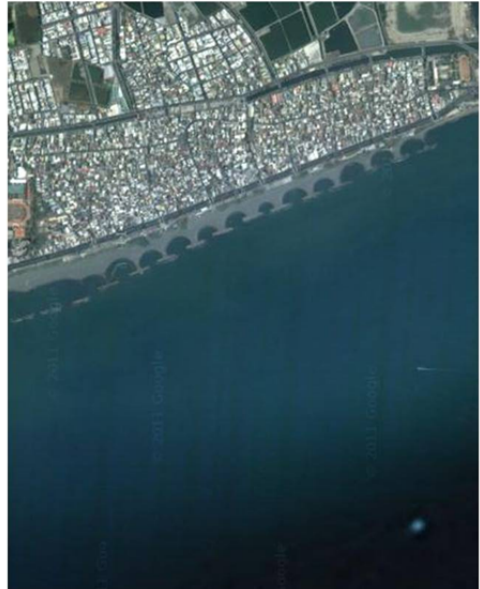
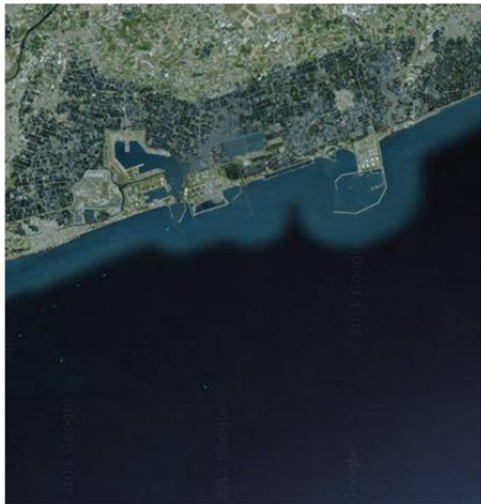
和美漁港擴建前後之沿岸流變化。
(a) 擴建前；(b) 擴建後。



沿岸流和沿岸漂沙改變造成新北市貢寮鄉和美漁港淤沙與金沙灘侵蝕





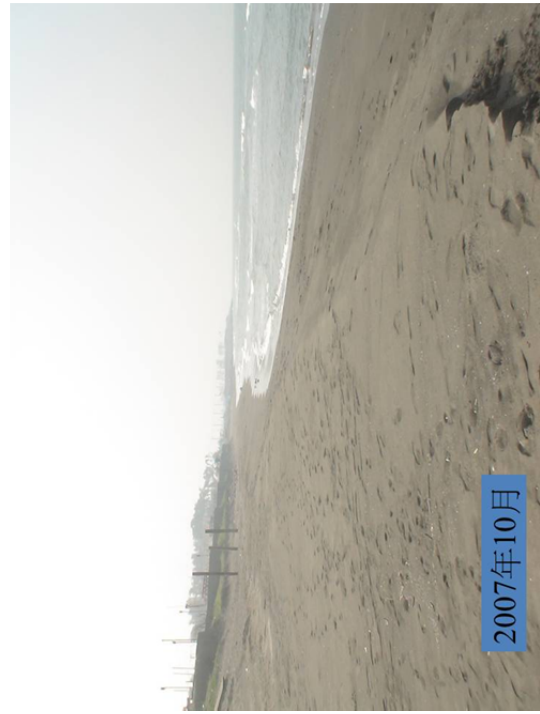


LNG港平面位置示意图

LNG港附近海岸线断面变化图



95年4月6日



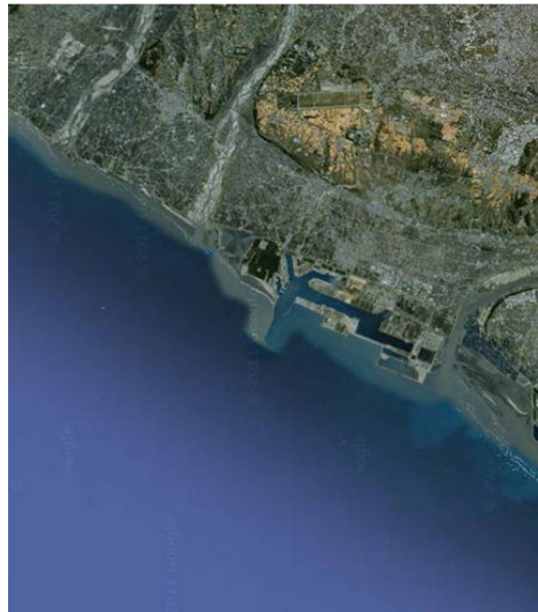
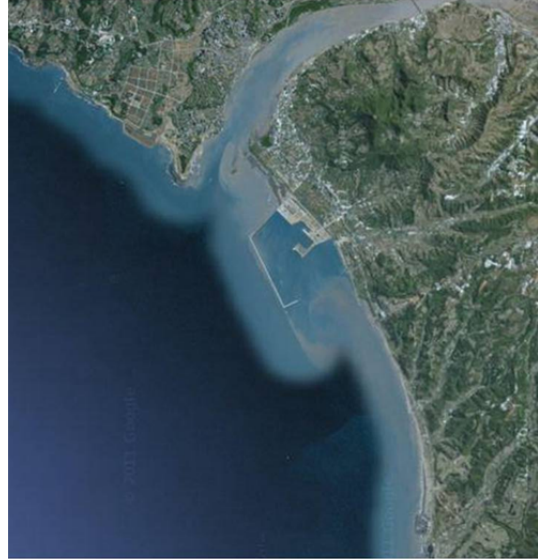
2007年10月

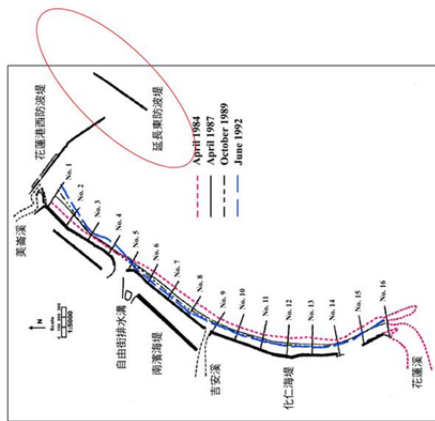


台南黃金海岸(94年5月)



95年4月6日





花蓮港東防坡堤延長後海岸之侵蝕變化 (Hsu 等人, 2000)

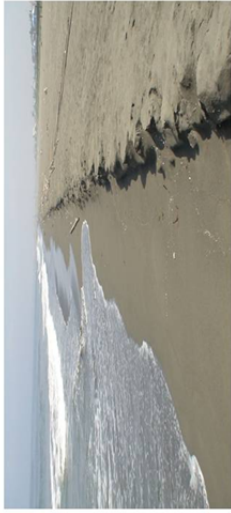




花蓮市化仁海堤

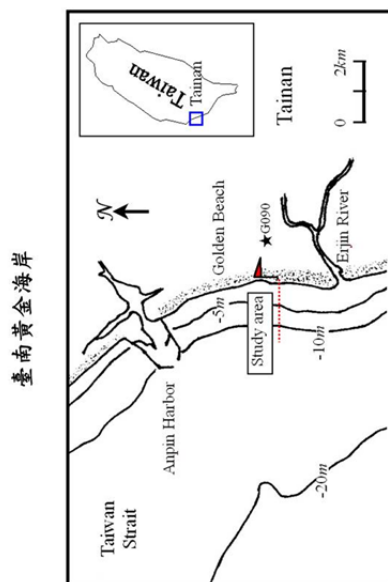
研究內容

本研究分四年進行，現為計畫第三年度，計畫主要內容為探討近岸碎波帶波浪特性與漂沙機制以及對海岸侵蝕之影響。為避免漂沙試驗歪比失真效應，研究方法以現場觀測為主，地點選擇在台南黃金海岸。



第一年(98年)：現場地形測量及近岸流場觀測。





95年3月至95年8月之灘面與碎波帶底高程變化情形

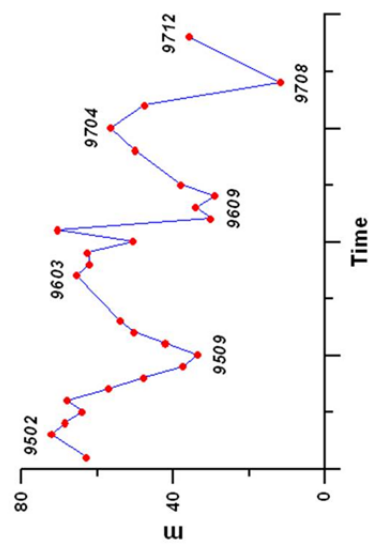
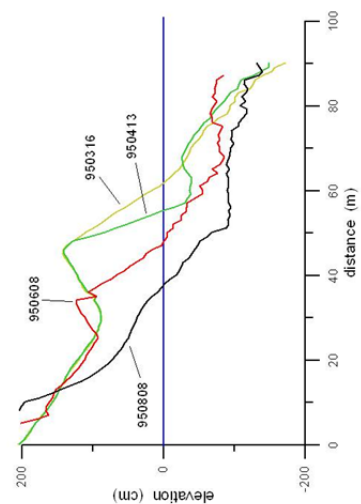
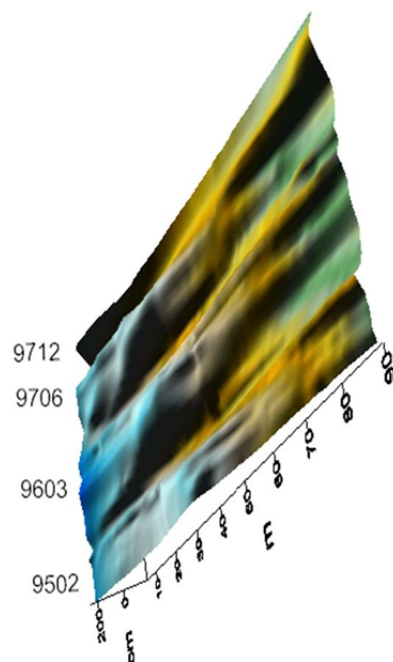
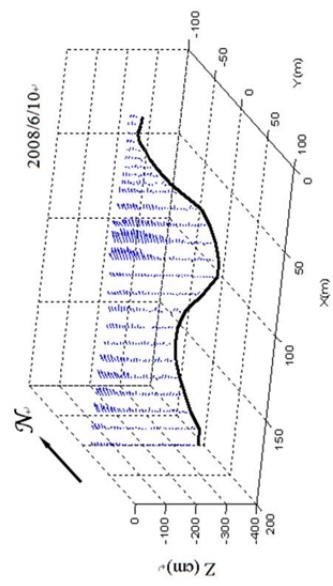


圖 16.5 灘面上高程為 0m 灘線位置之時序列變化

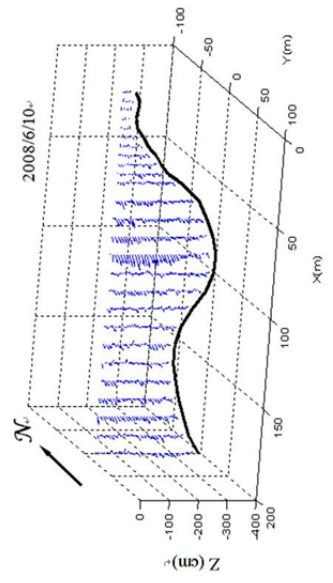


灘面測量自94年12月至97年12月總共進行26次

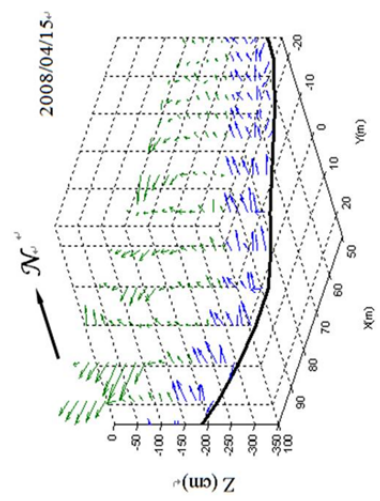
漲潮



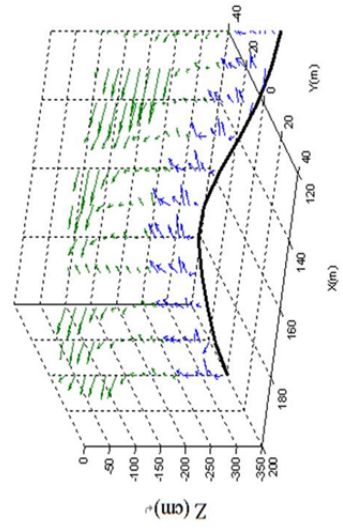
退潮



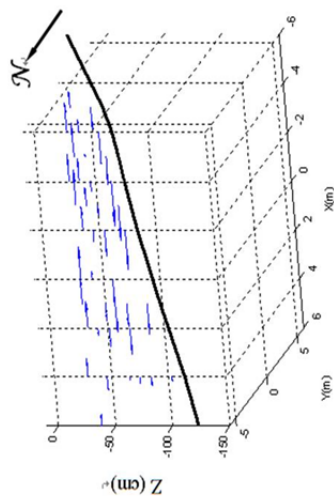
裂流



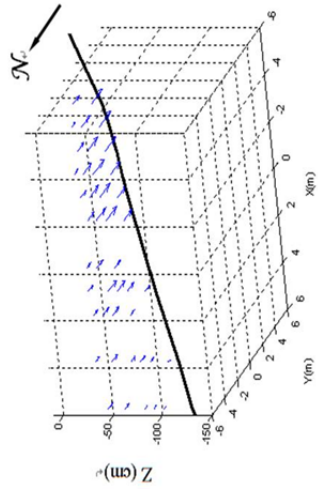
裂流



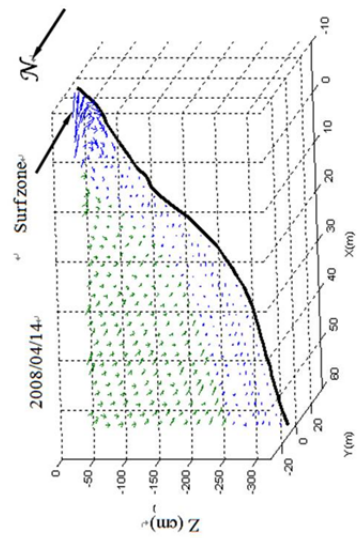
碎波帶內向離岸方向平均流



碎波帶內沿岸方向平均流



近岸平均流



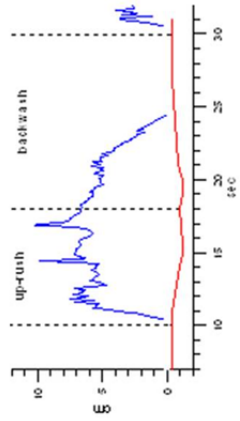
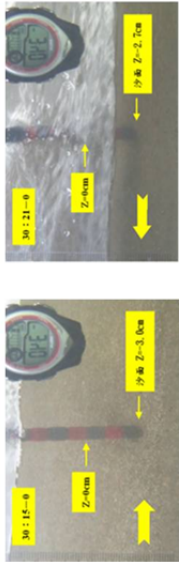
第二年(99年)：碎波帶底床變化之攝影觀測與直接量測。

實際沙灘是動床，碎波帶內任何波動、流速都會對底床造成明顯且即時的瞬時侵淤作用。此種底床面的變動或較長時間的底床面侵淤因為缺乏有效監測儀器，現場觀測時往往假設為不動床面，在剪應力計算或輸沙量推估時造成偏差，尤其是碎波帶與潮昇帶等淺水海域。

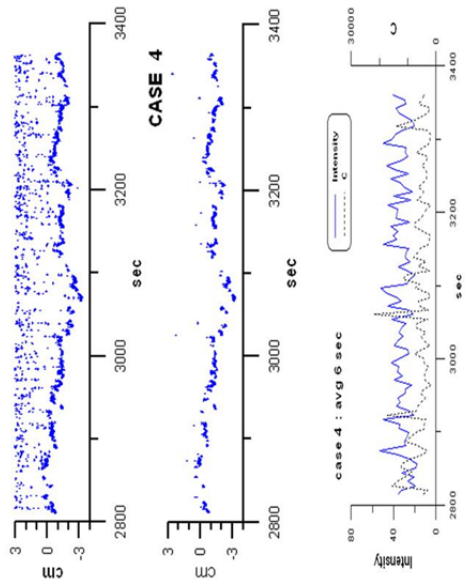
前人研究方法：

- 記錄觀測前後儀器高程，並假設為線性變化。
- Howd and Holman (1987)以木樁網格置於潮昇帶。
- Turner and Nielsen (1997)假設飽和地下水位線與灘面吻合，將水壓計埋入沙面下。
- Larson et al. (2004)以照相方式記錄每分鐘的沙面變化。
- Austin and Masselink (2008)以直立式多元件光學感測器插入灘面。
- Turner et al. (2008)以95kHz超音波由灘面上方0.8m位置向下量測灘面或水面距離。

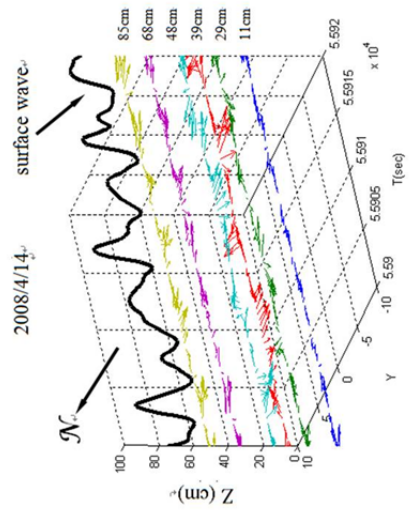
本研究(2010)以10MHz超音波直接於水中量測沙面變化。

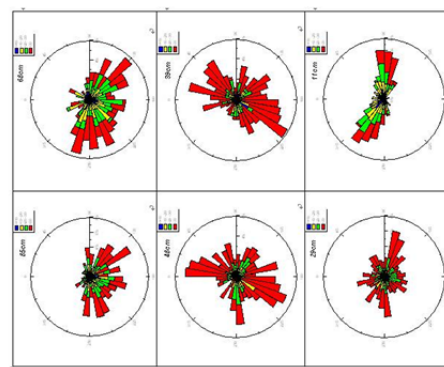
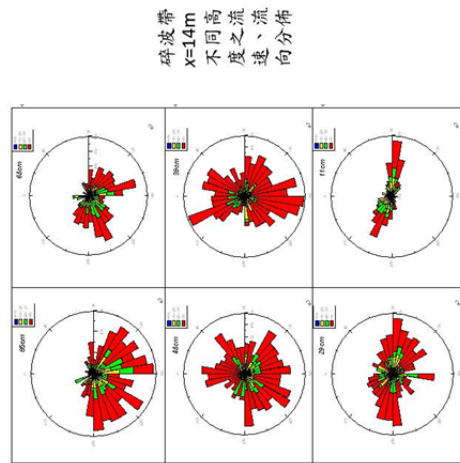
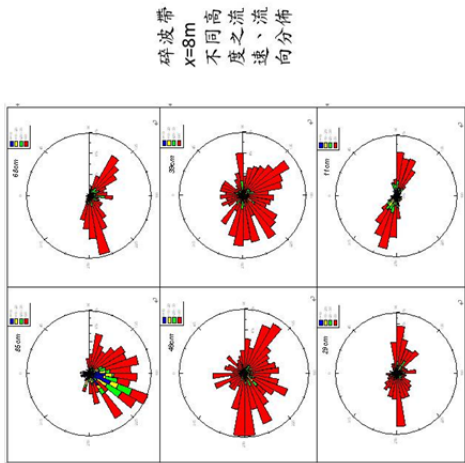


第三年(100年)：碎波帶底攝影與重力波觀測分析。
碎波帶流場：三維*(往復運動+紊流+渦流)。

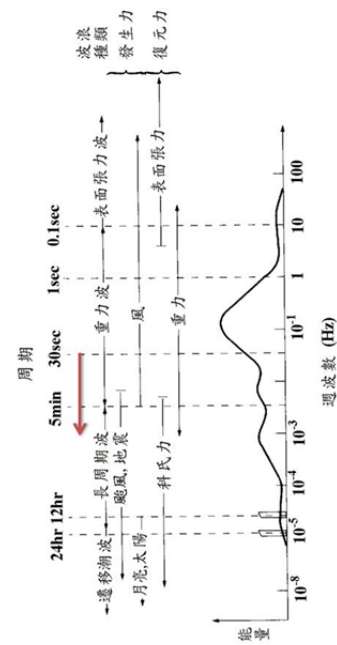


碎波帶 $x=10m$ 不同高度之流速時序列





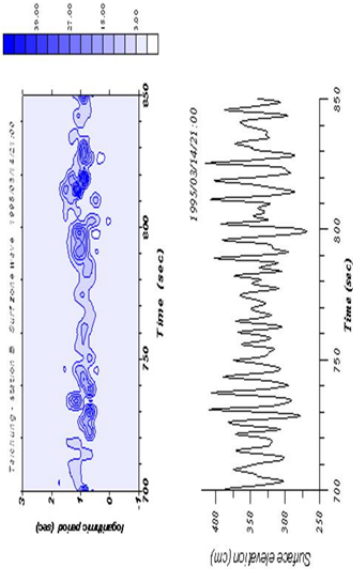
亞重力波(Infragravity Wave)觀測



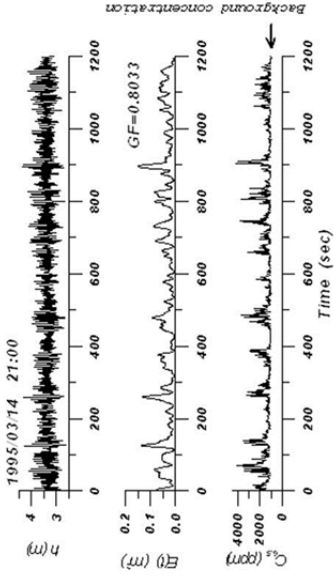
海嘯、颱風或風浪群波釋出的閉鎖長波(locked/bound long waves) 都可能在近岸地區產生長週期振盪，其週期界於30秒~1000秒範圍，稱為亞重力波(infragravity waves)。因反射角度使長波能量侷限於近岸水域並沿岸傳播者稱為緣波(edge wave)，為亞重力波之一種，當緣波沿岸傳遞時水面波動現象或許不很明顯，但仍可能由沿岸流觀測的長週期振盪現象看出端倪，經常出現於天然海灘的尖岬形結構(beach cusp)，即可能是由緣波所形成。



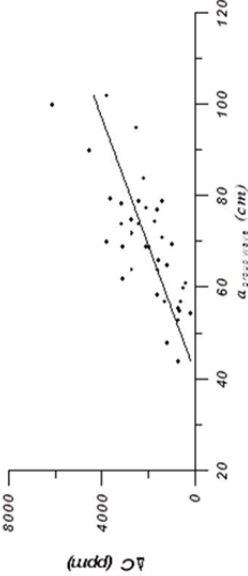
相對時-頻能譜分佈之波動歷程



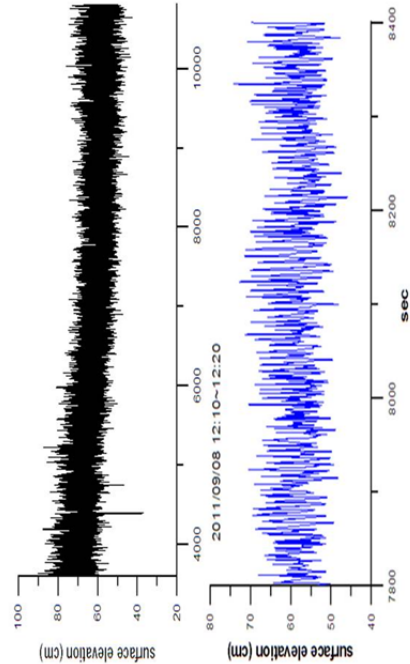
底床附近之懸浮質常有週期性顯發(bursting)之濃度增加現象，其週期約在50秒~100秒之間，此種突發性增加之濃度大約是背景濃度的2~3倍，而其發生則與波群及以SIWEH計算的瞬時波能歷程有相當的同步關係。



懸浮質濃度暴增與波群振幅之關係

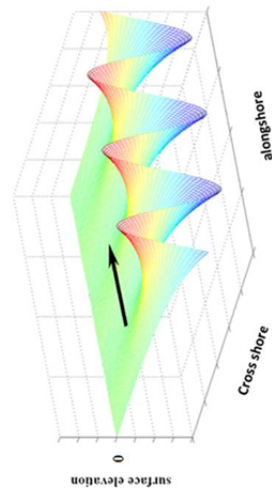


2011年9月8日於近岸碎波帶內水深約0.7m之水位觀測

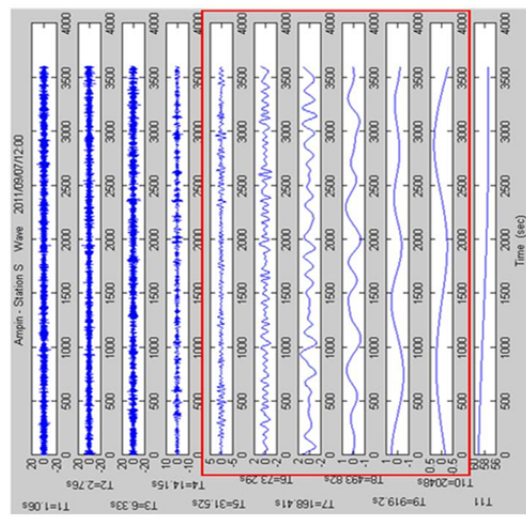
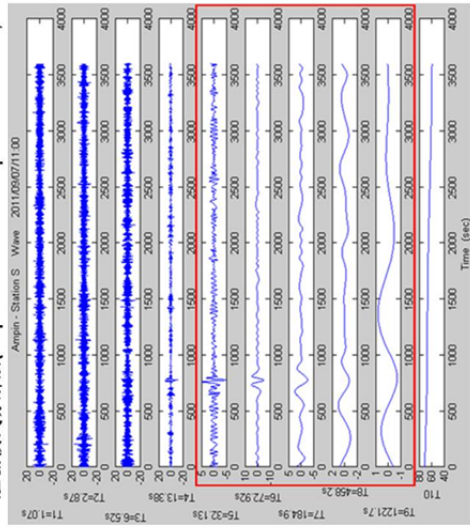


根據Eckart(1951)，邊緣波沿平行海岸方向做空間的週期變化，其波形解如下式。

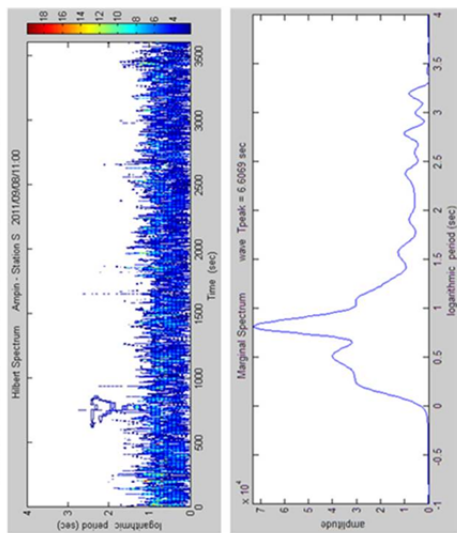
$$\eta(x, y, t) = a_n L_n(2kx) e^{-kx} \cos(ky - \omega t)$$



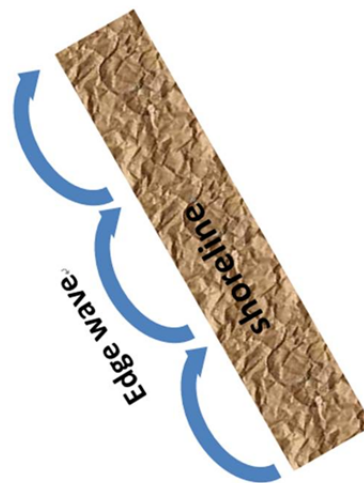
經驗樣式分解法(Empirical Mode Decomposition Method)



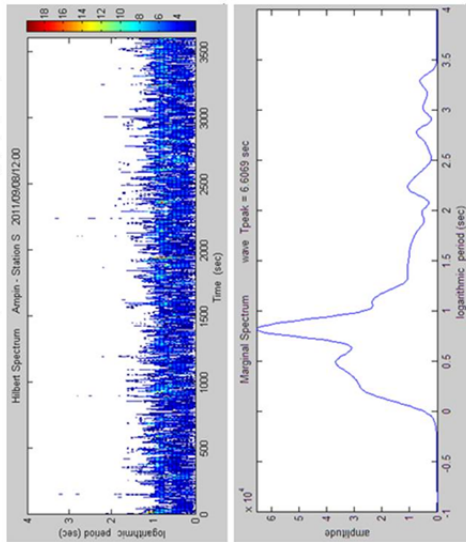
11:00~12:00水位記錄之Hilbert振幅譜與邊際能譜



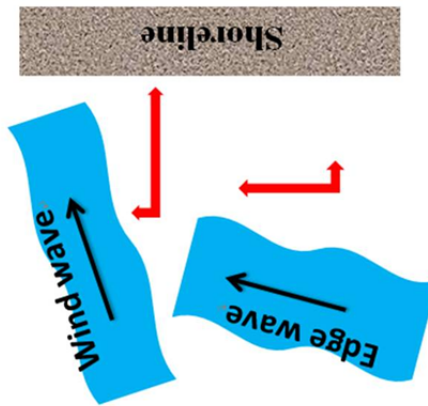
沿岸前進的邊緣波路徑示意圖

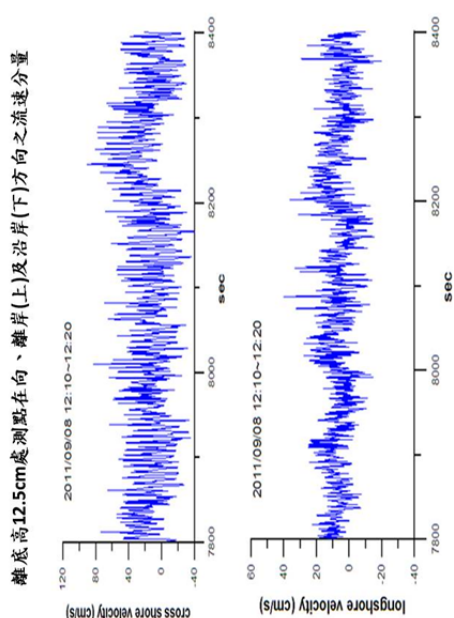


12:00~13:00水位記錄之Hilbert振幅譜與邊際能譜

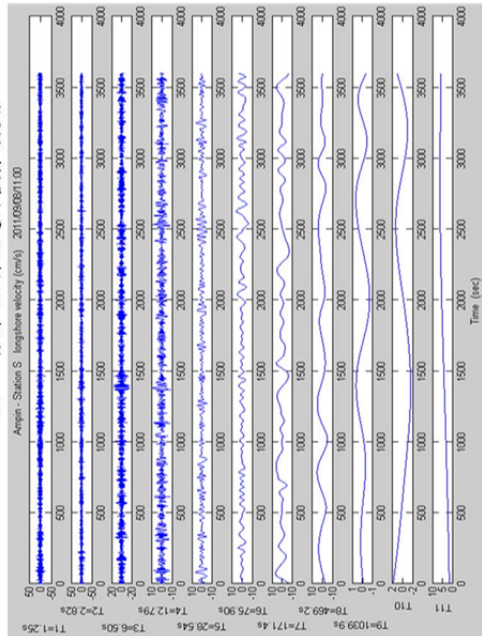


前進波與邊緣波的水粒子運動方向分量

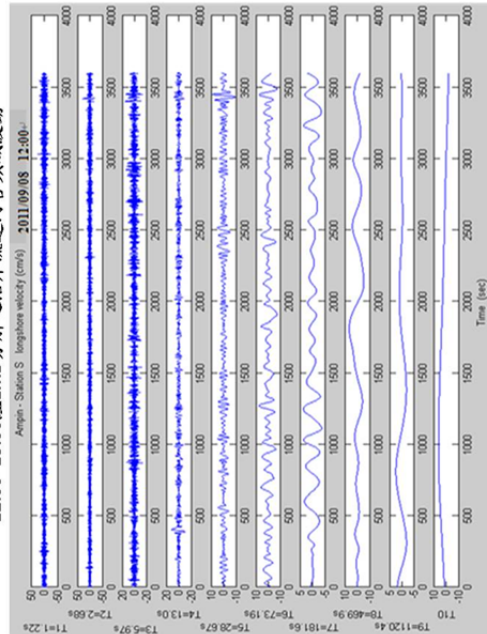




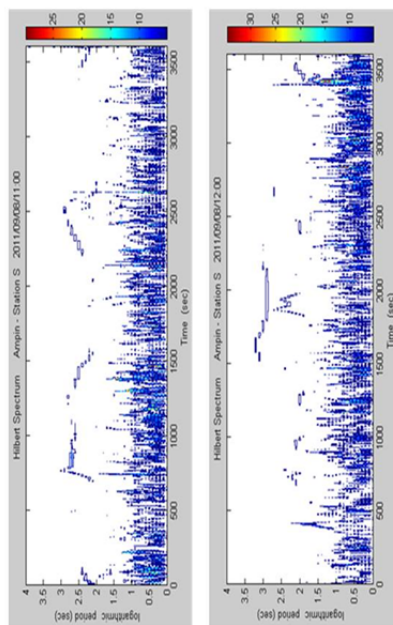
11:00~12:00經EMD分解之沿岸流速內含頻域波動



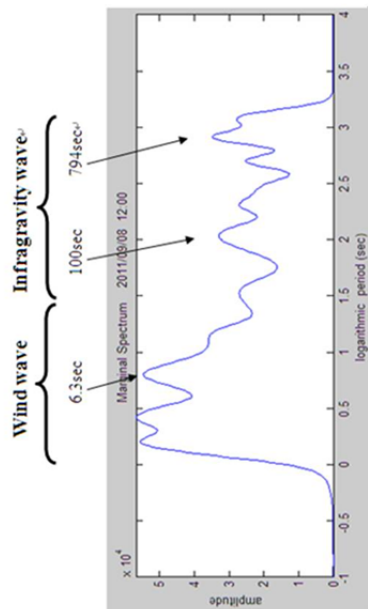
12:00~13:00經EMD分解之沿岸流速內含頻域波動



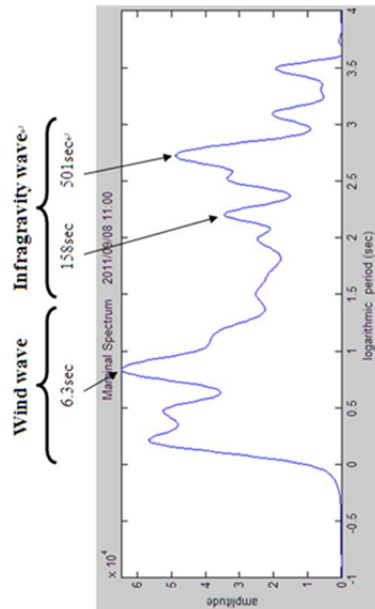
沿岸流速分量之Hilbert振幅譜



11:00~12:00沿岸流速分量之邊際能譜



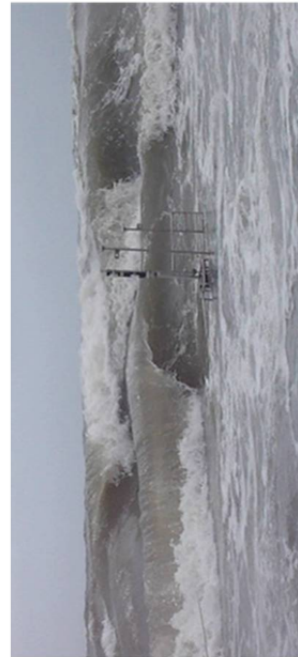
12:00~13:00沿岸流速分量之邊際能譜



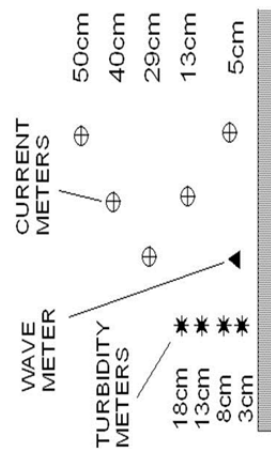
2006年6月8日進行現場觀測時，海面吹西南風，5至6雷弱區陣風9級，中至大浪，碎波帶內底床坡度約為0.047。



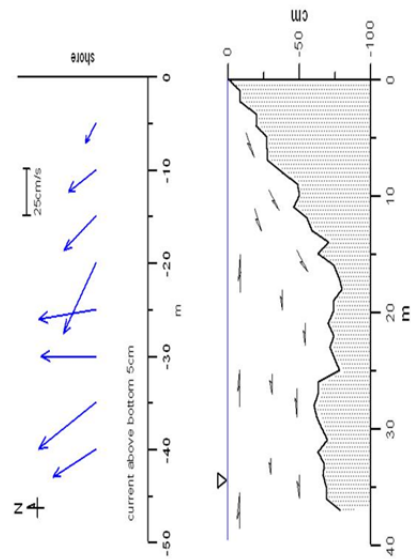
夏季浪大，碎波相似參數(surf similarity parameter)介於0.5與3.3之間，碎波多為捲波(plunging breaker)形態，碎波點波高將近1m。碎波時波能瞬間大量釋出，引起漂沙現象。



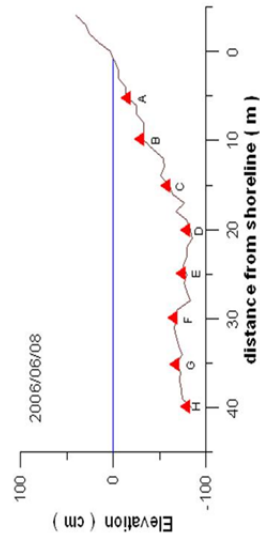
現場觀測儀器配置，五組二維電磁式流速計分別安裝於離底5cm、13cm、29cm、40cm及50cm位置，進行現場量測，取樣頻率為2Hz。



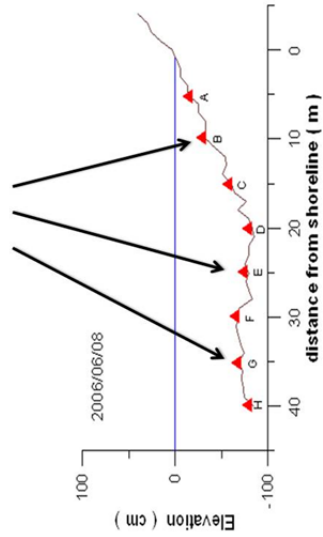
碎波帶內底床上5cm處之平均流速、流向斷面流場示意圖

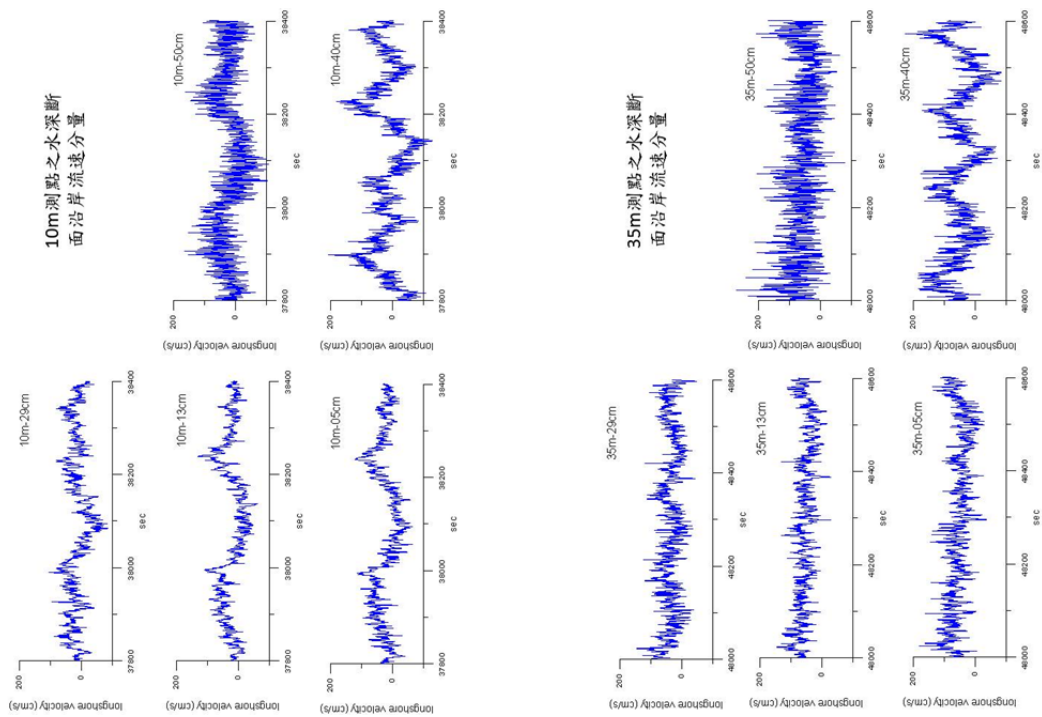


近岸碎波點距岸約40公尺，視當時浪況而定。作業時由岸向海方向選取8個測點，每個測點相距5m。



水深斷面沿岸流速分量之能譜分佈比較





顯示碎波帶內沿岸方向流速確實具有類似的長週期振盪，表層大底層小，愈往外海振幅愈小。表層風浪振幅較大，可能是較接近水面，受水面風浪及碎波的影響。

將各層沿岸流速資料作EMD分解，經Hilbert轉換得到Hilbert振幅譜(Hilbert amplitude spectrum)，並將振幅譜作時域上的累加則得到邊際能譜(marginal spectrum)，代表某一時序列資料其能量在該段時間內於頻率域上的分佈情形。

以週期30秒作為風浪與亞重力波之分界，將週期30秒以下的風波能量及週期30秒以上的亞重力波能量分別累加，計算其百分比與總能量。

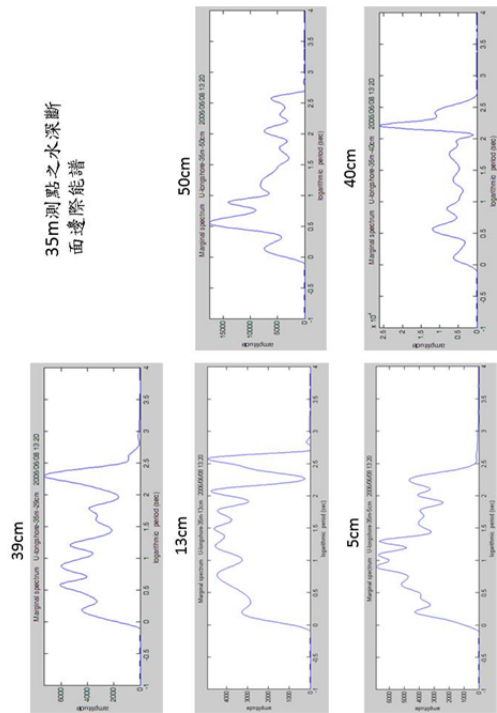
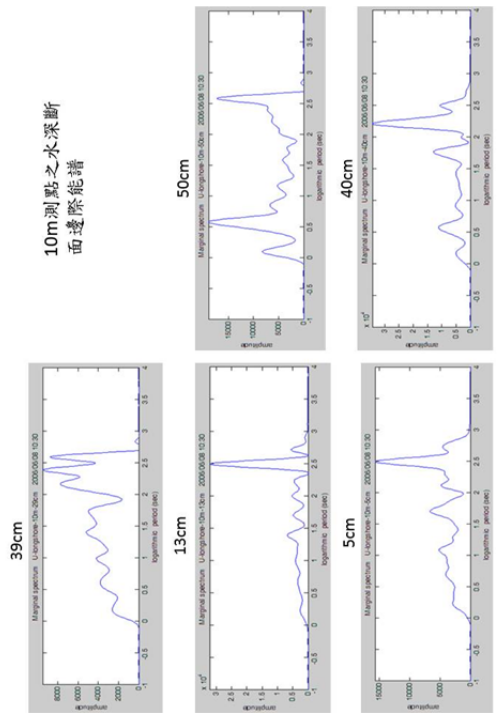
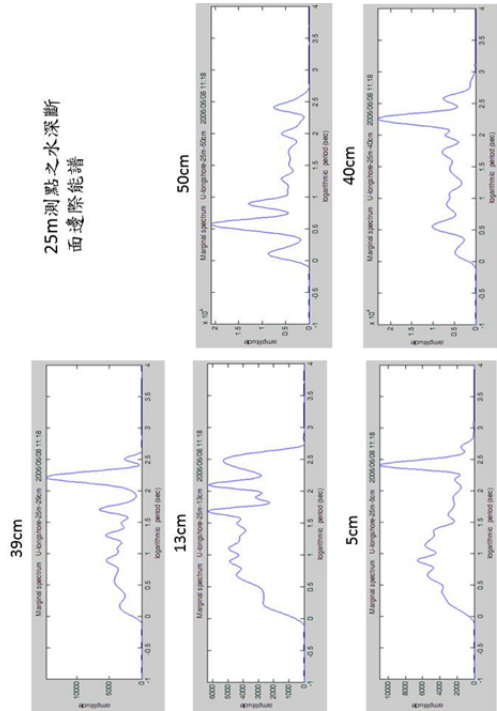


表3.2 10m測點不同水層之風浪與亞重力波能量比較

高度	風波能量	亞重力波能量	風浪能量%	亞重力波能量%	總波能
50cm	91463.5	70703.9	56.6	43.4	161667.5
40cm	67863.1	116270.8	36.9	63.1	184133.9
28cm	46895.2	65621.8	41.7	58.3	112517.0
13cm	45006.5	76133.4	37.2	62.8	121139.8
5cm	44724.6	71654.4	38.4	61.6	116379.0

表3.3 25m測點不同水層之風浪與亞重力波能量比較

高度	風浪能量	亞重力波能量	風浪能量%	亞重力波能量%	總波能
50cm	110709.7	45189.9	71.0	29.0	155899.6
40cm	77897.2	109428.1	41.6	58.4	187325.3
29cm	53805.9	50907.0	51.4	48.6	104712.9
13cm	52075.5	50668.5	50.7	49.3	102743.9
5cm	62263.7	41591.0	60.0	40.0	103854.7

垂直水層之風浪沿岸流能量分佈

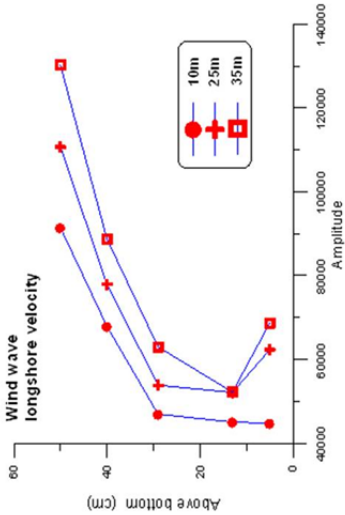
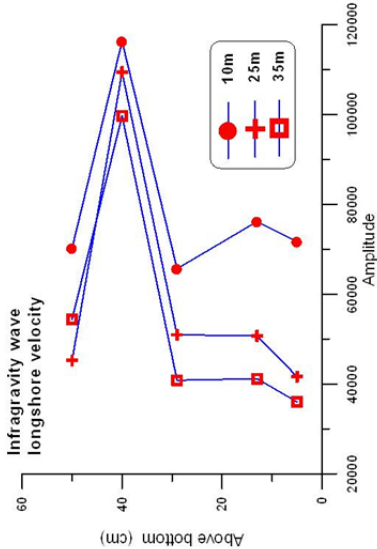


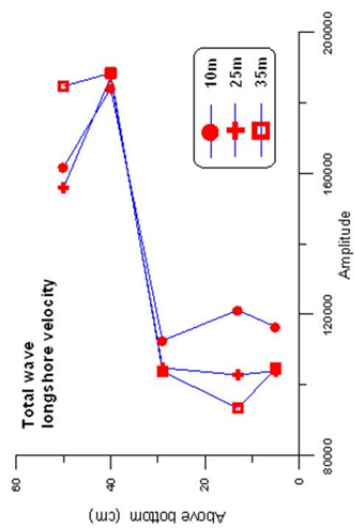
表3.4 35m測點不同水層之風浪與亞重力波能量比較

高度	風浪能量	亞重力波能量	風浪能量%	亞重力波能量%	總波能
50cm	130284.1	54367.9	70.6	29.4	184652.0
40cm	88704.0	99684.8	47.1	52.9	188388.8
29cm	62957.1	40781.4	60.7	39.3	103738.5
13cm	52144.9	41137.8	55.9	44.1	93282.7
5cm	68620.6	35959.9	65.6	34.4	104580.5

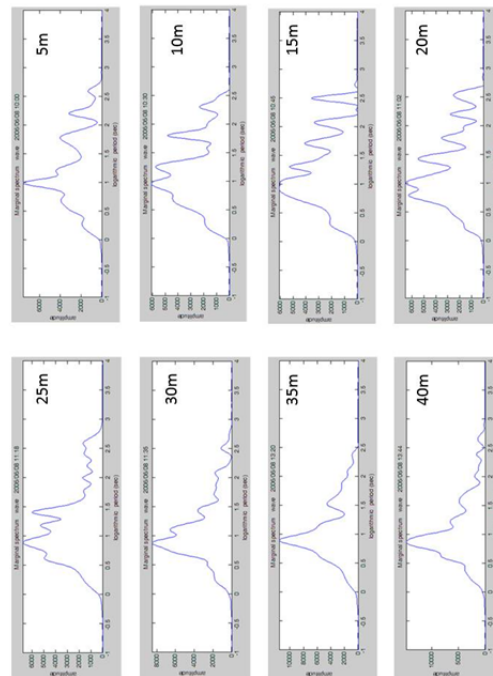
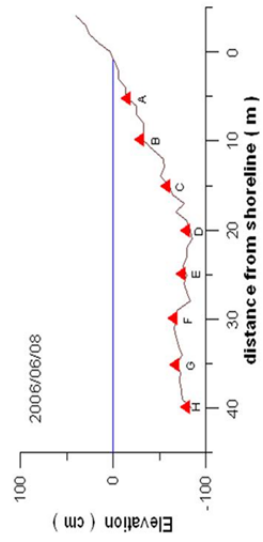
垂直水層之亞重力波沿岸流能量分佈



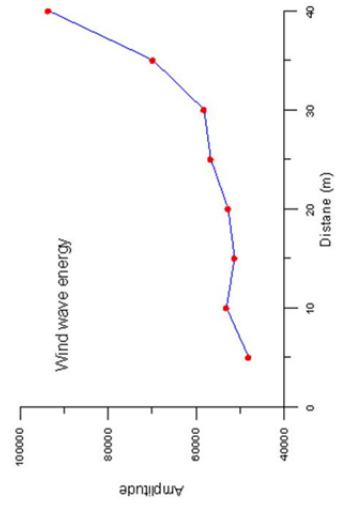
垂直水層之風波與亞重力波沿岸流能量分佈



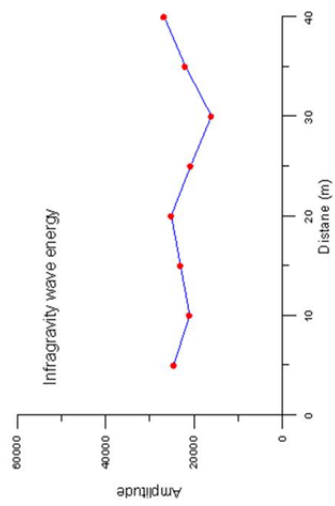
垂直海岸断面8個測點之波浪能譜分佈比較



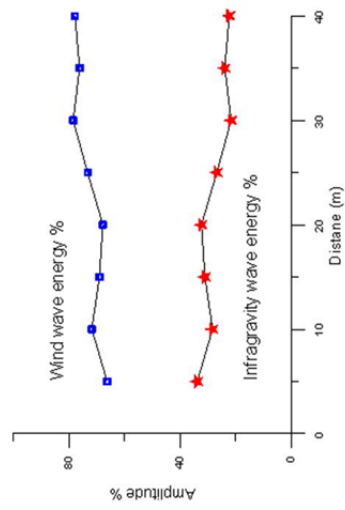
垂直向海方向之風浪能量變化



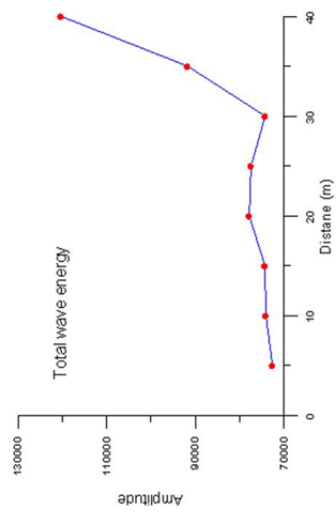
垂直向海方向之亞重力波能量變化



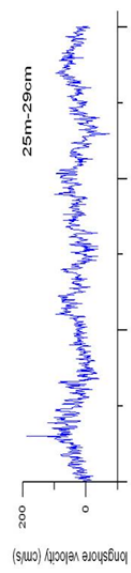
垂直向海方向之風浪與亞重力波能量百分比變化



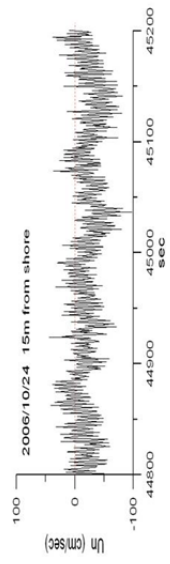
垂直向海方向之總波能變化



西南風時現場測得沿岸流振盪



東北風時現場測得沿岸流振盪



結論：

1. 本研究利用Huang et al.(1996)提出的EMD解析方法將非穩態資料分解成IMF不同頻域組合，並以Hilbert transform作三維的時域-頻域-能量能譜分析，可以得到訊號能譜分佈在時域上的變化，充分反應資料訊號在時間上的變化特性。對於穩態訊號則可以將時域-頻域-能量能譜在時域上累加以得到純頻域-能量的邊際能譜。
2. 在碎波帶外底床懸浮質濃度隨水深變化而有不同之基本環境濃度，而濃度之暴增則與波浪之群波現象有密切關係，其濃度暴增量可達基本濃度的2~3倍。
3. 安平海域之外海風浪經常帶有群波結構，當波浪由外海折射進入近岸海域，波浪因變化而碎波，其碎波後會釋出閉鎖長波，該長波被海岸反射或受海底地形變化折射而侷限沿岸傳遞形成邊緣波。
4. 能譜分析結果，風浪能量在接近水面處能量急遽增加，且愈往外海能量愈小，符合邊緣波理論；整體能量則是在接近水面處能量急遽增加，主要是受水面風浪的影響。

5. 臺灣中部與西南沿海普遍存在亞重力波現象，以近岸地區較為明顯，與季節風方向無關，但可能與風浪大小有關。東部海岸常見的港池振盪是否由緣波造成的沿岸流振盪侵入港池內所形成，還需要進一步調查研究。

THE END

**Thank You for Your
Attention !**