

探尋東沙環礁成因：瀉湖底地震儀資料初探

林佩瑩^{1,6}，陳建勳²，陳鼎仁²，蔡雅如³，謝獻祥⁴，鄭雲澤⁵

¹國立臺灣師範大學地球科學系；²財團法人國家實驗研究院台灣海洋科技研究中心；³海洋國家公園管理處；⁴國立臺灣大學海洋中心；⁵國立臺灣大學海洋研究所；⁶通訊作者 E-mail:

pylin.patty@gmail.com

[摘要] 東沙環礁座落於南海北緣的大陸斜坡上，為一約 25 公里的巨大圓形礁體。東沙環礁的成因一直是科學家所探究的議題，是否為南海擴張活動所形成的火成構造隆起，或為海底火山構造所組成，目前尚無定論。本研究應用海底地震儀記錄海床振動訊號以探勘東沙環礁下方的地層構造，並探討東沙環礁形成的可能機制。為探討東沙環礁地層速度構造，本研究於東沙環礁瀉湖內佈放 4 台海底地震儀，連續記錄 120-180 天的海床振動訊號，經過資料檢測與品管流程，並加入中央研究院寬頻地震觀測網於東沙島上架設的永久測站資料，組成孔徑約 15 公里的地震儀陣列。利用東沙島站記錄遠震 P 波波形所計算的接收函數以及任兩站所記錄連續周遭噪訊交互相關函數計算與疊加得到的經驗格林函數，分析東沙環礁底下地殼中速度不連續面深度與地層速度構造模型。P 波接收函數是遠震 P 波在經過測站底下地層速度不連續面產生反射波及轉換波所組成的時間序列，透過所記錄轉換波相對直達 P 波到時，可推估東沙測站下方地殼內速度不連續面深度大約位於 9 公里深，與前人研究觀測到東沙附近下部地殼存在速度高速帶層結論相符，因此推論東沙成因可能為火成岩體入侵而非火山基底上發育形成。另外，由 5 個測站周遭噪訊連續記錄彼此交互相關函數所導出的表面波，週期大約在 1-5 秒。其中能量傳遞的群速度主要是受到兩測站間底下淺層地殼速度構造影響，透過不同週期的群速度，可推估出環礁瀉湖下方地層速度隨深度的變化。從速度構造結果顯示在東沙瀉湖區域下約 1 公里內呈現低速異常，1~1.5 公里深有一速度分層界面與前人震測研究觀測到中生代不整合面 Tg 層面相符。本研究所收集的海底地震儀資料，可提供東沙島正下方 6 公里內速度構造，填補震測資料無法解析的東沙環礁下淺部地殼區域。

關鍵字：東沙環礁、海底地震儀、周遭噪訊、接收函數

Imaging Velocity Structure and the Crustal Discontinuity Beneath Dongsha Atoll

Pei-Ying Patty Lin^{1,6}, Chien-Hsun Chen², Ting-Ren Chen², Ya-Ru Cian³,
Hsien-Hsiang Hsieh⁴ and Yun-Ze Cheng⁵

¹Department of Earth Sciences, National Taiwan Normal University; ²Taiwan Ocean Research Institute, National Applied Research Laboratories; ³Marine National Park Headquarters; ⁴Ocean Center, National Taiwan University; ⁵Institute of Oceanography, National Taiwan University; ⁶Corresponding author
Email: *pylin.patty@gmail.com*

ABSTRACT Dongsha atoll is situated at the continental shelf of the northern margin of the South China Sea (SCS) which is composed of coral reef with about 25km in diameter. The evolution of Dongsha atoll and its tectonics is still poorly understood mainly due to limited observations for deeper structure beneath it. Recent studies have shown the existence of a high-velocity lower crust which may associate with volcanic-intrusion activity at Dongsha region. In this study, we conduct a marine geophysical experiment to investigate the crustal velocity structure beneath the Dongsha atoll. The main objective in this study is utilizing 4 ocean-bottom seismographs (OBS) to collect a 120-180 days-long ambient noise data and teleseismic data. The 4 OBSs and one BATS-station on Dongsha island, VDOS, formed a seismic array with the aperture around 15km. We stacked the continuous recording of vertical components to investigate the velocity structure down to 6 km deep. The results show fundamental mode Rayleigh waves with the dominant period of 0.8-5 sec and relatively slow speed of 1-2 km/s. With these robust dispersion measurements, we inverted for the 1-D shear-wave velocity structure beneath the Dongsha lagoon. The result shows the low-velocity layer exists within 1 km deep which probably is associated with sediment layer. Furthermore, we estimated the depth of crustal seismic discontinuity beneath the Dongsha Island by analyzing the teleseismic seismograms recorded at VDOS. Our results from the receiver functions analysis show the depth of the crustal velocity discontinuity beneath Dongsha Island is around 9km which might reveal the top of the high velocity lower crust.

Key words: Dongsha atoll, ocean bottom seismograph, ambient noise, receiver function

前言

東沙環礁國家公園位於南海北部大陸斜坡上，屬於被動大陸邊緣 (passive continental margin)。環礁構造自海床凸起約 400 公尺，主體由東沙島與周圍環礁形成一直徑約 25 公里的大型環形礁體，環礁瀉湖屬淺海沉積環境。其中東沙島常年出露海平面之上，環礁主要由珊瑚礁所形成，包含礁台、瀉湖、沙洲、淺灘、水道及島嶼等特殊地形。從海底地形觀察可明顯發現東沙環礁的形貌明顯與周圍平緩大陸斜坡地形起伏不同，似如一巨大的火山口座落於海床上。有部分研究提出東沙環礁的形成可能與南海擴張活動有關，此張裂活動由始新世開始至漸新世初期生成海洋地殼，至中新世時代停止張裂 (Briaies *et al.* 1993, Lin *et al.* 2003)。長久以來對於整個南海擴張的地體構造研究甚多，但是討論的內容多圍繞關注整個南海海盆的年代與演化模式，對於位處於南海海盆邊緣到北部大陸斜坡與大陸板塊邊緣交界的東沙環礁構造及成因卻鮮有著墨。

東沙環礁近期的地質研究由海洋國家公

園管理處的委託研究案為主，在東沙環礁周邊進行了六條淺層反射震測剖面(許樹坤、葉一慶 2012) 和地質鑽探岩芯標本重建東沙島全新世的沉積歷史(宮守業、王士偉 2013)。Chang *et al.* (2017)統整且比較幾條人工震測線搭配短週期海底地震儀記錄資料所得到的地層剖面圖，發現在東沙周遭處的下部地殼具有高速度或高密度層 (high velocity or density lower crust; HVDLC) 存在。但至今對於探測東沙環礁正下方速度異常深度或描繪速度構造的直接地球物理觀測數據不多，主要原因是因為東沙環礁瀉湖水淺，大型研究船隻無法進入進行探勘。總結上述調查報告指出，要了解或架構東沙環礁區域的整個地體構造背景與形成年代成因，仍需整合更多的地球物理、地震與地球化學等相關方法和技術，除了涵蓋瀉湖內外、瀉湖塊礁和其他礁台的淺層地質和沉積物的研究，還需模擬描繪沉積物以下的基盤面起伏、深部的地殼地層的震波速度和岩性特性以及地殼和地函之間莫荷面樣貌，才能全面性的探討東沙環礁正下方較完整的成因及建構沉積歷史。



圖 1. 因應東沙環礁潟湖環境量身定做的客製化海底地震儀

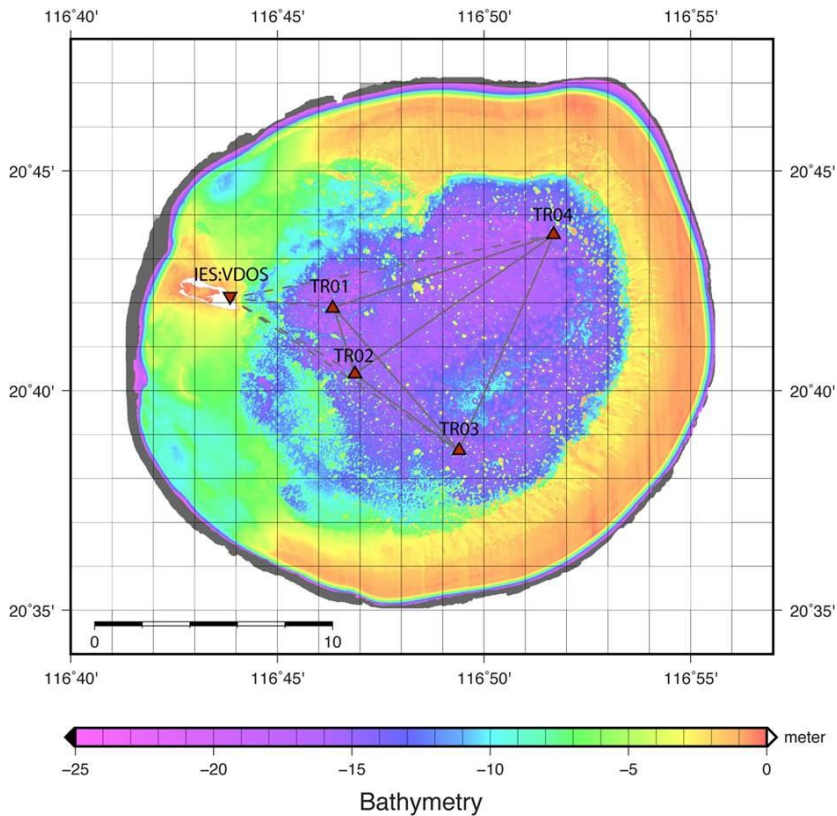


圖 2. 海底地震儀（三角形）佈放位置圖。倒三角形標示為中研院在東沙島所架設地震站。背景水深資料來源：海洋國家公園管理處提供之網格 5 公尺光達水深資料。

本研究以海洋地球物理探測技術，於東沙環礁內海域佈放 4 台準寬頻海底地震儀 (Ocean-bottom Seismograph; OBS)，收集天然地震及地球背景雜音，推估地層速度構造。透過此研究更進一步瞭解東沙潟湖地層速度構

造、地體構造及其可能的形成機制，對於海洋國家公園經營管理潛藏的地質資源、生態環境保育及漁業資源皆有其重要性。

材料與方法

海底地震儀的測勘方法是利用投放於海床上的海底地震儀與海床緊密貼合，記錄佈放時間內所接收到的地振動訊號進行相關分析與處理來描繪地下岩層的地震波傳播的速度快慢進而推估其組成 (Takeo *et al.* 2014, Lin *et al.* 2016)。由於東沙環礁內海域水深極淺(平均約 10 公尺深)，不同於一般海底地震儀佈放海域環境。本研究團隊考量東沙環礁內潟湖特殊海底地形與佈放作業，客製化海底地震儀，考量外型工業設計，水密與電池續航力，將準寬頻海底地震儀 (Wang *et al.* 2011)精簡為體積約為 30 公分 × 30 公分 × 60 公分，重量約為 30 公斤(圖 1)，保留地震儀最重要的感應器、平衡裝置及儀器艙體。儘管儀器艙體體積縮小，但由於客製化改裝的海底地震儀平衡裝置與資料記錄器耗電量低，仍可佈放於海底長達 300 天。

海底地震儀除了記錄天然遠震的震波訊號，感應器也會記錄周遭環境潮汐和波浪的高頻訊號，或是在海床表面受到底部海流衝擊影響晃動，在記錄器中留下高頻的震波資料；由於東沙環礁潟湖的水深少於 25 公尺，冬夏季分別受到東北季風和颱風的風浪影響，為了避免淺海的物理擾動影響天然遠震的震波資料品質，參考陸上地震站的架設方法，把海底地震儀人工埋設在環礁潟湖的海床沉積物內，提高訊噪比。本研究在環礁潟湖埋設地震儀的地點(圖 2) 及佈放作業(圖 3)，考量後續資料處理方法，站位之間的距離採不等距排列，並提高地震儀陣列的孔徑 (aperture)，儘可能讓遠震波入射至不同測站時能涵蓋越廣的地下構造。為了能順利回收地震儀，設置地點均在小型塊礁底部的沙地，減少海域搜尋時間，提高地震儀回收率。

權衡潛水減壓與水下作業時間，地震儀埋設作業在水深約 10 公尺的海床；雖然水深愈深的物理擾動愈小，但是多數屬於水層的物理擾動，埋設在海床底質內應該可以減少主要的物理擾動。根據台灣海洋科技研究中心在環礁潟湖探採沉積物岩心的經驗，海床下方約 40

公分處開始出現大塊的珊瑚碎屑，預挖掘作業會遭遇困難，需要有經驗的科學潛水人員在水下作業決定埋設坑的深度；所有的水下挖掘作業，使用人力及簡易手工具直接挖掘海床，再把地震儀掛設在浮力袋下方，由科學潛水人員從水面把地震儀攜帶至海床，置入埋設坑後，以角鋼固定地震儀，再回填底質，突出海床部分亦以沙質沉積物或大型珊瑚骨骼掩蓋，並在附近的礁岩架設浮球，在水面記錄浮球的經緯度，作為埋設地震儀的位置。

地震資料回收後，經過時間修正與資料品管後，使用地震學中兩種研究方法，周遭噪訊法與接收函數法，分別計算東沙島正下方的淺部一維剪力波速度 (V_s)構造與一維縱波速度 (V_p)構造。接收函數法 (Receiver Function) 主要特色是用來研究測站下因速度或密度差異所產生的轉型波相 (converted phase) 到時，推估測站下方速度或密度差異地層的深度 (Zhu and Kanamori 2000)。上述的基本原理為利用遠震 P 波的水平向紀錄與垂直向紀錄在時間域上作解迴旋 (deconvolution)，以扣除震源及儀器效應，得到測站附近之路徑效應波形，即為接收函數之波形。地震波經過一不連續面時，會產生折射與反射，一部分折射的能量形成一系列初達波後的轉型波相，在原始資料紀錄中不易觀察，但在接收函數波形內易見。因此，接收函數法可利用單一測站地震資料，利用直達 P 波與 P-to-S 轉型波相的到時差，經由理論速度模型，可推估地底的主要不連續面所在深度。

周遭噪訊法 (ambient noise) (Campillo and Paul 2003)是透過計算兩地震站周遭噪訊連續紀錄之相互相關函數 (cross-correlation Function, CCF)以得到兩測站之間的經驗格林函數 (Empirical Green's function) (Shapiro and Campillo 2004)，亦即為從一測站發出單一脈衝訊號經地底下構造傳遞到另一側站的地動紀錄，通常其中最明顯的訊號為高頻的表面波。本研究分析週期大約 0.5-10 秒的表面波在兩測站之間經由地下介質傳遞之群速度

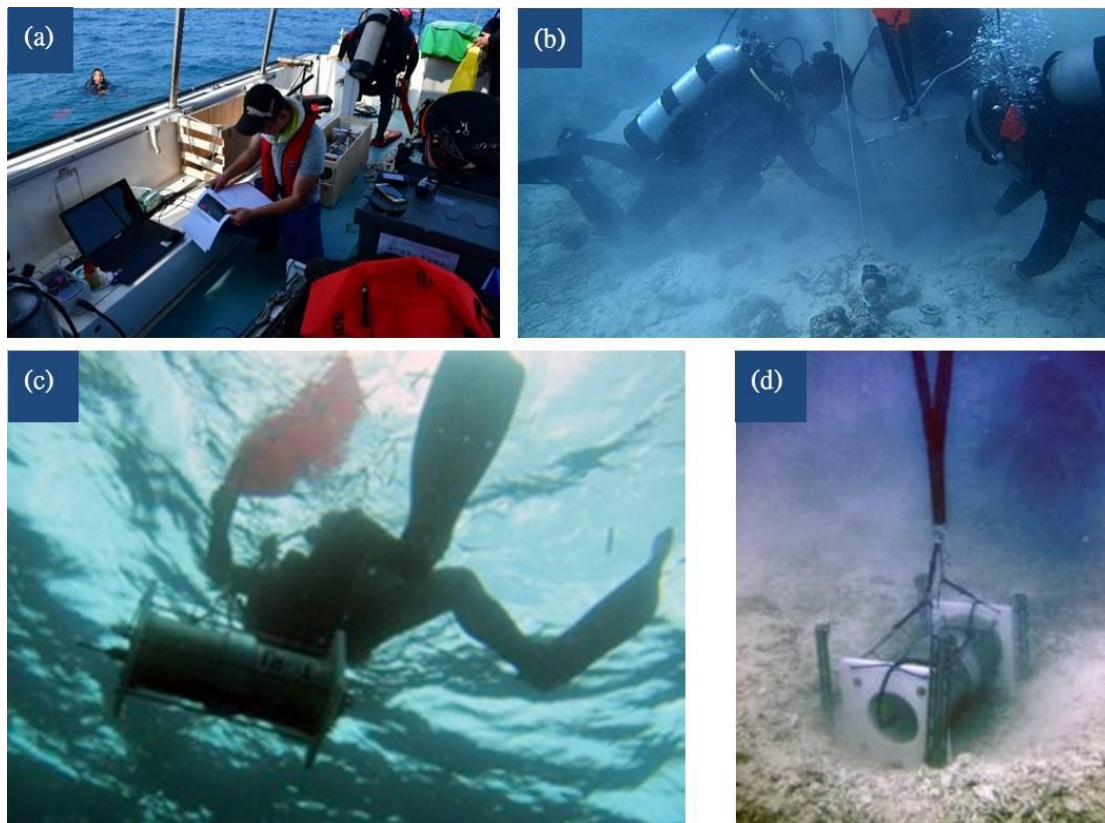


圖 3. 海底地震儀佈放作業。(a)佈放前系統設定。(b)潛水人員水下挖掘地震儀埋放的坑洞。(c)水人員水面運送海底地震儀。(d)潛水人員將海底地震儀攜帶至海底的挖掘坑洞。

(group velocity)，反演一維剪力波速度結構 (Obermann *et al.* 2016)。相較於傳統使用地震初達波到時反演得到地下結構，利用周遭噪訊分析法的優勢可不受限於天然地震之時空分佈，而且速度構造之解析度取決於所佈放測站的密度與空間分布，沒有震源不確定性影響，對於地震測站與資料選擇上更有彈性發揮的空間。

結果與討論

利用 2017 年收集為期 120-180 天佈放於環礁內的 4 台海底地震儀連續紀錄加上中央研究院寬頻觀測網 (Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taiwan 1996) 東沙島上地震測站 (VDOS) 連續資料，探討東沙潟湖區域的地層速度構造。佈放的 4 台海底地震儀分批於 7、8、9 月執行回收作業，由於海底地震儀

在不同地點、水深所記錄到的訊噪比不同，且地震資料在不同頻段受到不同環境噪音所影響 (Bell *et al.* 2014; Kuo *et al.* 2014)，因此資料品質檢測分析便是首要之務。

圖 4 為 IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology, <https://www.iris.edu>) 全球地震目錄中，2017 年 3 月 11 日至 9 月 28 日規模大於 6.5 的天然地震，被海底地震儀測站 TR01、TR02、TR03 及 TR04 所記錄到的垂直分量 (Z component) 及兩個水平分量 (H1 與 H2 component) 所收錄的三個地震波紀錄，顯示波形為經由 0.15Hz-1Hz 的帶通濾波處理後的紀錄。其中 4 月 28 日於印尼外海發生地震規模 6.9 的地震波形紀錄，因距離較近且地震規模較大，得以被海底地震儀清楚記錄且可識別 P 波到時。此外，將 4 台海底地震儀與陸上測站記錄到的垂直分量 (Z component) 觀測波形比較 (圖 5)，五個測站所記錄到該地

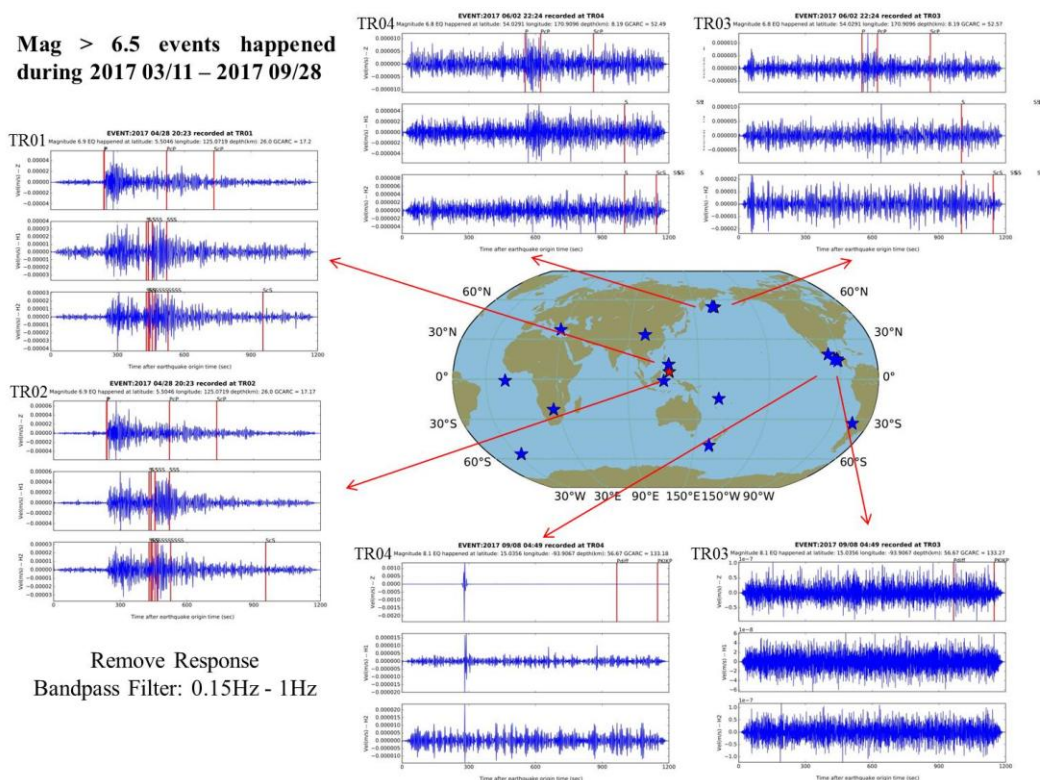


圖 4. 2017 年 3 月 11 日至 9 月 28 日全球發生地震規模大於 6.5 的地震事件及其三分量的地震波紀錄

震波形相似度高，證明海底地震儀資料品質與中研院東沙站相當。

經過資料檢測流程後，利用接收函數法探討東沙島下地殼速度不連續面深度。在資料處理上，第一步：利用 IRIS 提供的全球地震目錄，搜尋 2016 年 1 月至 2017 年 6 月地震震央距落在 30- 90o 且規模大於 5.8 的地震，總共處理 99 筆。逐一篩選訊噪比較高的地震記錄，人工檢視挑選初達 P 波到時，最後留下 19 個(表 1)高訊號低噪音地震紀錄(圖 6)。第二步：將地震儀紀錄的兩水平分量波形旋轉至徑向與切向分量，並對垂直與徑向分量進行 0.5Hz 低通濾波。第三步：擷取每個地震之 P 波前 20 秒與 P 波後 100 秒進行時間域迭代解迴旋法計算接收函數。第四步：根據假設 P 與 S 波速度模型，改變速度不連續面的深度，計算理論接收函數波形，與觀測接收函數波形比較，找到最佳擬合速度不連續面深度速度模型(圖 7)。

除了分析記錄到的天然地震資料外，利用周遭噪訊解析地層剪力波速度構造。在資料處理上，第一步是將兩兩測站配對的地震儀連續紀錄，去除時間序列平均值與線性趨勢，並移除不同的儀器響應 (instrument response)，恢復真實地動情形。第二步，將單日資料的時間序列依序部分重疊 (overlapping) 分段成共 70 個視窗，為降低地震訊號對周遭噪訊的影響，透過計算各時間段內所記錄地動振幅的標準差，並以單日振幅標準差的 1.1 倍為門檻值，去除標準差大於門檻值的時間段，再將其餘的時間段個別進行交互相關函數計算之後疊加以提高訊噪比。此研究疊加 3~5 月記錄以提高訊噪，得到兩兩測站對的 CCF (圖 8a)。第三步則是將 CCF 的正負時間段序列以零秒為對稱軸對摺取平均，作為各測站對兩站之間的經驗格林函數，利用多重濾波法 (Herrmann 2013) 求得各測站對經驗格林函數的相對應的群速度頻散曲線(圖 9a)，分析結果顯示訊號能量主

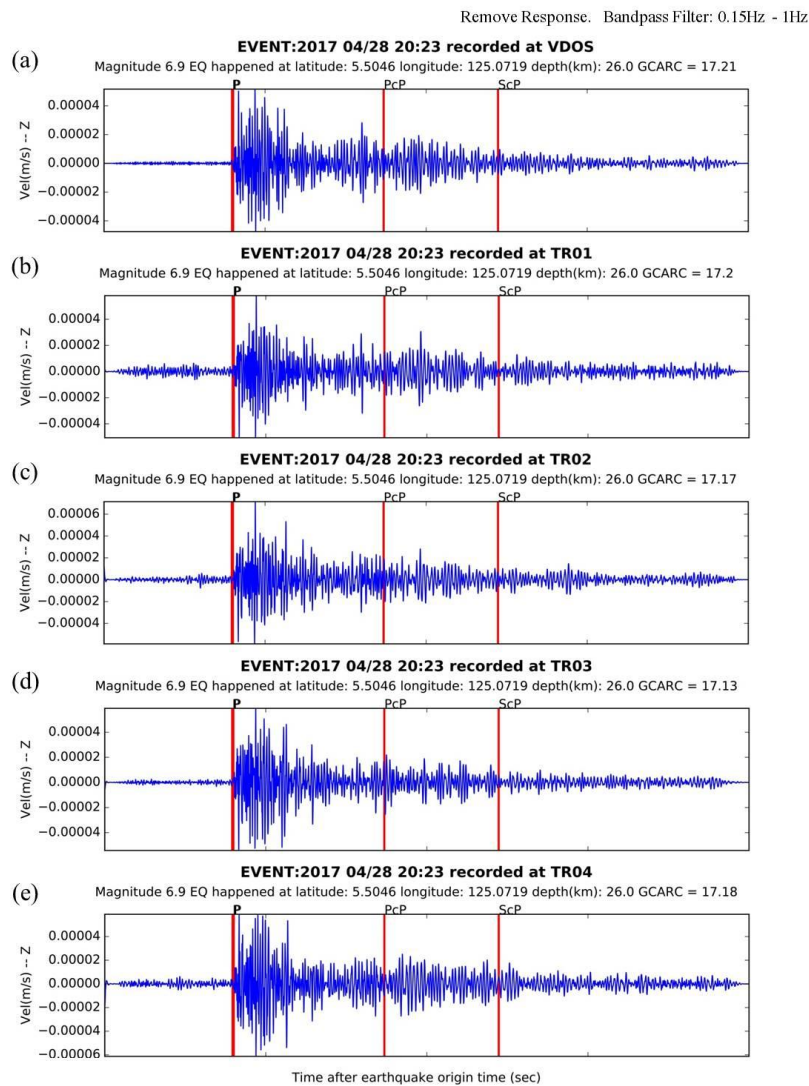


圖 5. 東沙環礁 4 顆海底地震儀與陸上測站之垂直分量 (Z component) 所記錄到 2017 年 4 月 28 日於印尼外海發生地震規模 6.9 的地震波形

要集中在週期 0.8-5 秒(圖 8b)，因此可以解析地下深度 0-8km 的速度變化。由於本研究測站配對 (station-pair) 數量有限且目的為求得一維剪力波速度構造，故計算 9 個測站配對的平均表面波群速頻散曲線(圖 9a)，代表東沙潟湖區域地下介質傳遞之表面波隨不同頻率的群速度。第四步、利用 Herrmann (2013) 所提之表面波逆推技術，推估東沙潟湖區域剪力波速度隨深度之變化(圖 9b)。

周遭噪訊法透過不等距佈放的海底地震儀與陸上站互相配對之後，利用周遭噪訊號的高頻特性得到東沙環礁下方淺部一維剪力

波速度構造 (0~6 公里) (圖 9b)。從結果來看，在 1 公里以上明顯存在低速帶，表面波於此深度傳遞速度較慢約 1~2km/s，對比應為淺部較軟沈積層所造成。在深度約 1-1.25 公里之間，剪力波速度梯度變化轉折，推測應為一地層界面分層，上覆蓋為較慢速沈積層，下為岩層基盤。將周遭噪訊法得到剪力波隨深度的變化，經由時深轉換，推算出相對應的雙向走時 (two-way travel time; TWTT) (圖 10a)。與 Li et al. (2008) 與許樹坤、葉一慶 (2012) 分別提出於東沙環礁北部井位 MZ-1-1 鑽探以及東沙環礁周圍六條震測剖面發現的中生代不整合面

表 1. 地震目錄

No.	Origin Time	Lat. (°)	Lon. (°)	Depth (km)	Magnitude
1	2016-03-02 12:49:48.110	-4.95	94.33	24	7.8
2	2016-03-20 22:50:20.430	54.29	162.81	30	6.4
3	2016-04-01 19:24:55.370	-3.36	144.89	6	6.2
4	2016-04-03 08:23:52.320	-14.32	166.86	26	6.9
5	2016-04-06 06:58:48.210	-14.07	166.62	24	6.7
6	2016-04-06 14:45:29.620	-8.20	107.39	29	6.1
7	2016-04-07 03:32:53.500	-13.98	166.59	28	6.7
8	2016-04-10 10:28:58.720	36.47	71.13	212	6.6
9	2016-04-14 21:50:27.680	-14.53	166.43	16	6.4
10	2016-04-28 19:33:24.070	-16.04	167.38	24	7.0
11	2016-08-20 15:58:04.180	40.29	143.75	10	6.0
12	2016-08-31 03:11:36.060	-3.69	152.79	499	6.7
13	2016-09-01 16:37:57.300	-37.36	179.15	19	7.0
14	2016-09-17 01:20:17.940	-2.08	140.57	9	6.0
15	2016-11-13 11:02:59.070	-42.72	173.06	22	7.8
16	2016-12-20 04:21:28.590	-10.23	161.22	11	6.4
17	2016-12-21 00:17:14.990	-7.51	127.92	152	6.7
18	2017-03-29 04:09:23.950	56.94	162.79	16	6.6
19	2017-05-09 13:52:10.990	-14.59	167.38	169	6.8

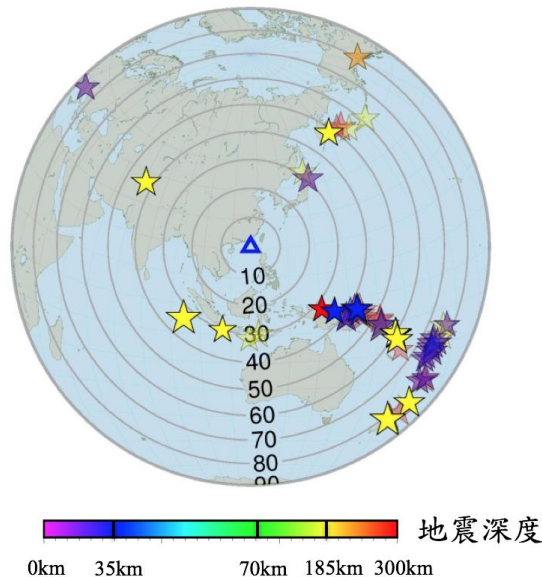


圖 6. 本研究分析中研院東沙站(測站名：VDOS) 紀錄到的遠震分佈圖。黑色同心圓表示震央距(單位為弧度)。

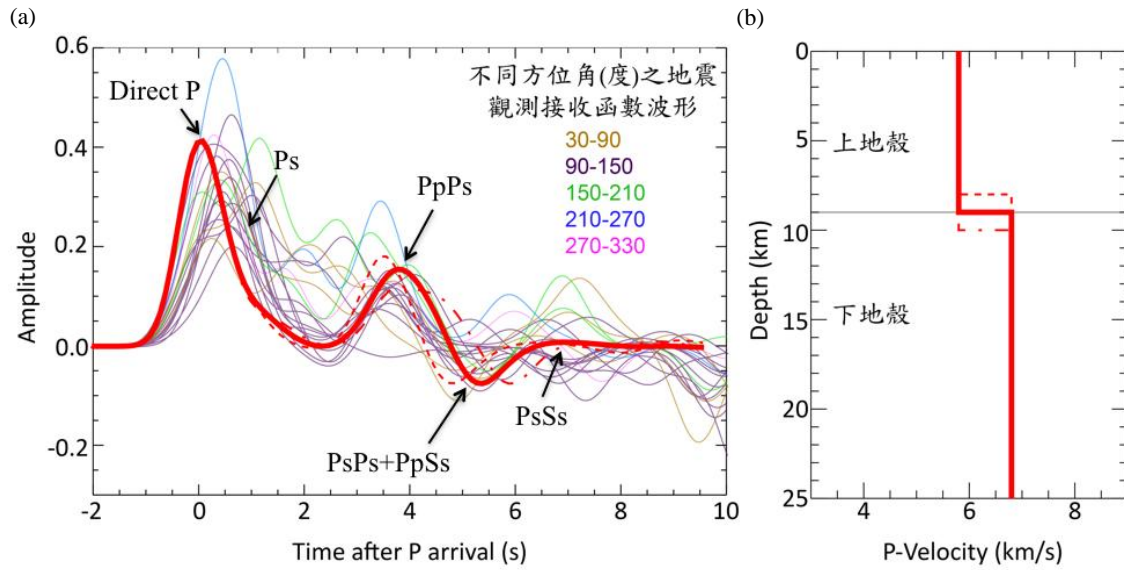


圖 7. 觀測與速度不連續面深度 9 公里模型之接收函數。(a)紅色為最佳模型的理論接受函數波形。不同顏色代表不同方位角的地震觀測接收函數波形。(b) 相對應速度模型，速度不連續面深度為 9 公里。

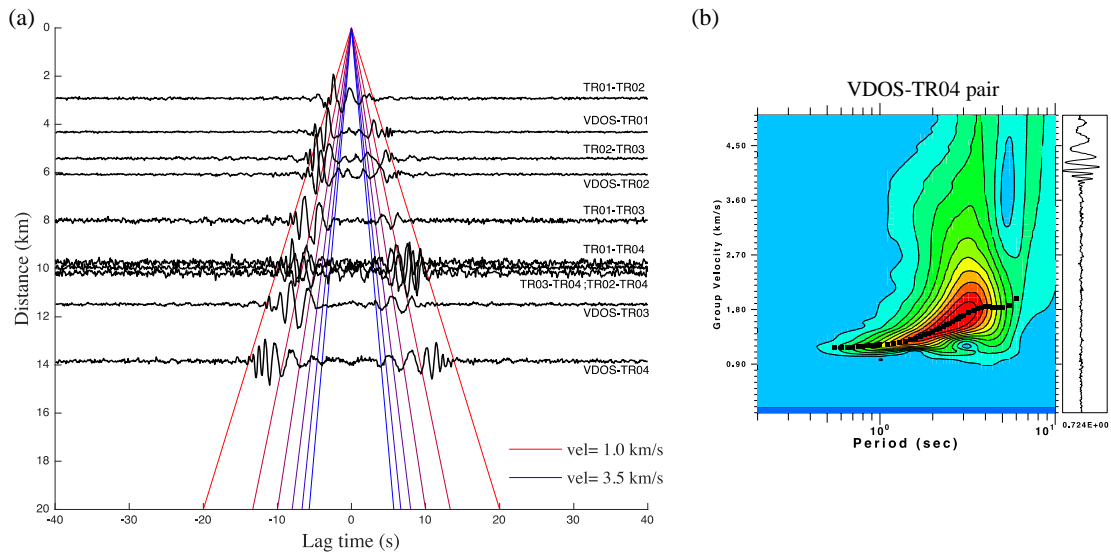


圖 8. (a)任兩測站對 (station-pair)依站間距排列之相互相關函數 (CCF)。紅線為波速 1km/s 參考線，依 0.5km/s 等間距變化，藍線為波速 3.5km/s 參考線。(b) VDOS-TR04 測站對之經驗格林函數所對應之群速度頻散曲線。顏色代表不同頻率不同群速度的能量，紅色為最高能量區域。

Tg 相符(圖 10a)，因此本研究透過簡易地震測站的佈放，解算一維剪力波速度佐證東沙環礁淺部速度構造分層。一直以來，淺部的速度構造取得困難，受限於傳統地震事件的發生與地震測站數量，極少研究可提供高解析的淺部速

度，多依靠淺層震測來取得清晰的震測剖面配合解釋。但東沙環礁屬於國家公園且富含生態資源，並受限於水深與震測研究船體積，無法進行震測探勘。因此本研究利用新地震學方法，利用背景環境噪音與客製化的海底地震儀

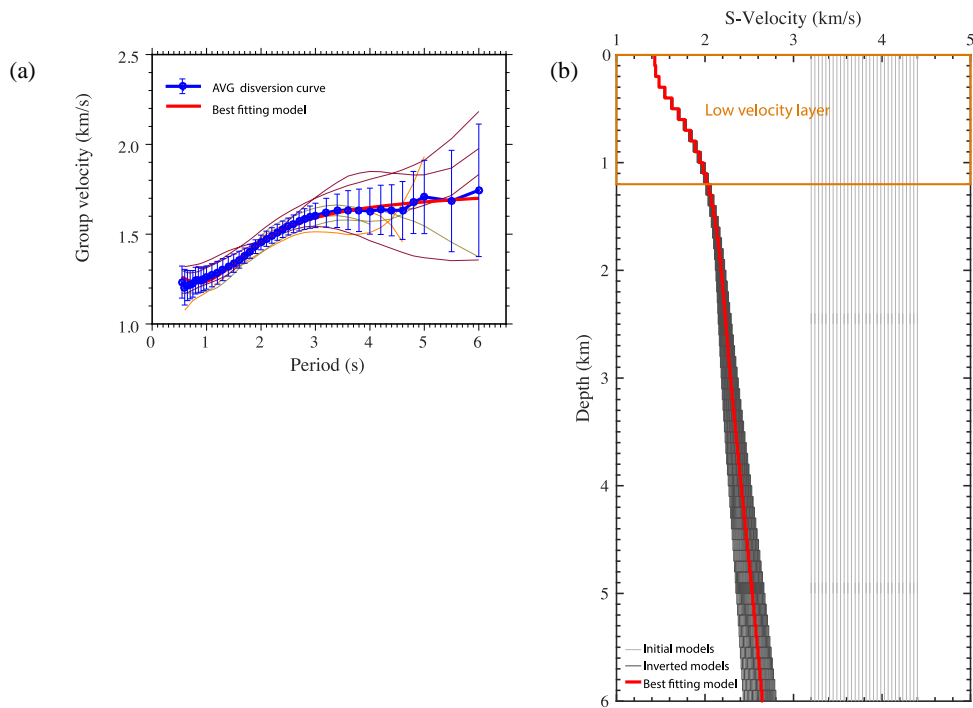


圖 9. (a) 9 組測站對(station-pair)觀測與平均(藍線)之表面波群速頻散曲線。(b)東沙瀉湖區域一維剪力波速度構造。逆推得到的最佳剪力波速度隨深度變化(紅色實線)。淺灰色線表示不同的起始模型, 深灰色線為其相對應的逆推模型。

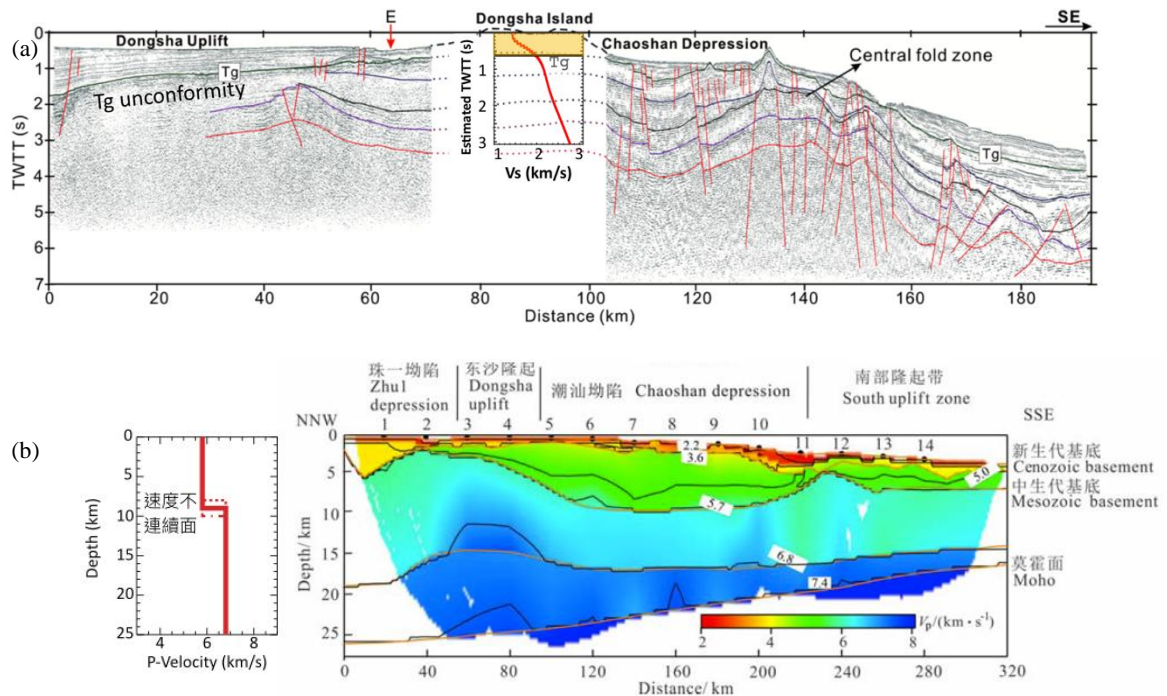


圖 10. 本研究成果與前人研究比對圖。(a) 利用周遭噪訊法推估的剪力波速度變化與 Li *et al.* (2008) 震測剖面比對。由剪力波速度梯度變化轉折處所對應到的推算雙向走時(estimated TWT)位置為 Tg 不整合面。(b) 利用接收函數法推出的速度不連續面深度與 Wei *et al.* (2011) OBS2006-3 縱波速度結構比對。

架設，取得淺部高解析的剪力波速度構造，可提供此研究區域的參考與使用。

接收函數法所假設之東沙島地表下一維速度構造(圖 10b)，推估 9 ± 1 公里處存在一速度不連續界面，9 公里以下波速約 6.8~7.0 km/s，地層速度較一般地殼速度高。此結果與 Wei *et al.* (2011) 於東沙環礁西側佈放之線形海底地震儀陣列 (OBS2006-3) 所得到的東沙隆起下部地殼高速層(波速 6.9 km/s)結果一致(圖 10b)。Chang *et al.* (2017) 彙整東沙環礁左右周圍 9 條多頻道震測剖面與海底地震儀陣列線形得到下部地殼高速層分布圖，顯示南海北部東沙隆起下方確實存在速度異常界面，且於東沙島周遭區域為下部地殼高速帶最厚的區域約達 10~12 公里厚。Wei *et al.* (2010) 與 Wu *et al.* (2001) 分別透過岩性、 V_p/V_s 以及構造演化觀點指出此下部地殼高速帶因由擴張後期地函入侵的火成岩漿所形成。此觀點也與 Chang *et al.* (2017) 提出的南海擴張模式造成高速帶侵入南海兩側概念相似。接收函數結果除了可填補上述研究的空白區域，增加資料分布解析外。也佐證了前人研究東沙隆起所發現此下部地殼高速構造存在且位置分佈自東沙環礁西側至東側，存在速度不連續面於 9~10 公里深處。

結論

一、本研究考量環礁淺海潟湖地形，客製化海底地震儀，並將海底地震儀埋設固定於環礁潟湖塊礁底部沙地裡，透過儀器設計改良與佈放作業改變，成功地在淺海域架設地震儀觀測記錄地震和周遭雜訊資料用來研究東沙島環礁底下地層構造。

二、本研究使用東沙島上中央研究院寬頻觀測網的資料，利用接收函數法分析遠震 P 波經站底下速度不連續面產生反射波及轉換波的到時，推估東沙測站底下地殼內速度不連續面深度大約是 9 公里，與前人研究提到下部地殼高

速帶層面相符。

三、本研究利用 4 台海底地震儀與東沙島上地震站共 5 個測站組成孔徑約 15 公里的地震儀陣列，根據兩兩測站所記錄的連續噪訊交互相關函數所導出的表面波訊號，分析其週期大約在 1-5 秒的能量於兩測站之間經由地下介質傳遞之群速度，推估環礁潟湖海底地層速度隨深度變化，從速度構造結果顯示在東沙潟湖區域下深度約 1 公里內呈現低速異常，1~1.5 公里深有一速度分層界面與前人研究 Tg 層面相符。

誌謝

本研究能順利完成，首先感謝內政部海洋國家公園管理處，對本研究之經費與在東沙探測作業的全力支持與協助，也感謝財團法人國家實驗研究院台灣海洋科技研究中心 (TORI，以下簡稱海洋中心)，對本研究之探測作業與行政事務的支援，另外感謝多位海洋中心海底地震儀團隊(宋雨霖、余尚學、張旭光、張家溥、陳柏棋、王信傑等)針對客製化地震儀研發、製作與維運、潛水探測團隊(郭道仁、黃俊傑、陳玉慧、吳書恒、張耀文、謝秀苓、沈宗甫、林聖心、謝宗霖等)埋設、回收儀器與海床底質探測作業。

引用文獻

- 宮守業、王士偉。2013。東沙環礁全新世地質演化研究。海洋國家公園管理處，台灣高雄。
- 許樹坤、葉一慶。2012。東沙環礁地層震測調查與資料分析。海洋國家公園管理處，台灣高雄。
- Bell SW, DW Forsyth and Y Ruan. 2014. Removing Noise from the Vertical Component Records of Ocean-Bottom Seismometers: Results from Year One of the Cascadia Initiative. *Bulletin of the*

- Seismological Society of America* 105(1):300–313, doi:10.1785/0120140054.
- Briaies AP, Patriat P and Tapponnier P. 1993. Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the south China Sea: Implications for the Tertiary tectonics of Southeast Asia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 98(B4), 6299–6328, doi:10.1029/92JB02280.
- Campillo M and A Paul. 2003. Long-Range Correlations in the Diffuse Seismic Coda, *Science* 299(5606):547–549, doi:10.1126/science.1078551.
- Chang JH, HH Hsieh, A Mirza, SP Chang, HH Hsu, CS Liu, CC Su, SD Chiu, YF Ma, YH Chiu, HT Hung, YC Lin and CH Chiu. 2017. Crustal structure north of the Taiping Island (Itu Aba Island), southern margin of the South China Sea, *Journal of Asian Earth Sciences* 142, 119–133.
- Herrmann Robert B. 2013. Computer Programs in Seismology: An Evolving Tool for Instruction and Research. *Seismological Research Letters* 84 (6):1081–1088, doi: https://doi.org/10.1785/0220110096.
- Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taiwan. 1996: Broadband Array in Taiwan for Seismology. Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taiwan. Other/Seismic Network. doi:10.7914/SN/TW
- Kuo BY, SC Webb, CR Lin, WT Liang and NC Hsiao. 2014. Removing Infragravity-Wave-Induced Noise from Ocean-Bottom Seismographs (OBS) Data Deployed Offshore of Taiwan. *Bulletin of the Seismological Society of America* 104(4):1674–1684, doi:10.1785/0120130280.
- Li CF, Z Zhou, H Hao, H Chen, J Wang, B Chen and J Wu. 2008. Late Mesozoic tectonic structure and evolution along the present-day northeastern South China Sea continental margin, *J. Asian Earth Sci.*, 31, 546-561, DOI:10.1016/j.jseas2007.09.004.
- Lin AT, AB Watts and SP Hesselbo. 2003. Cenozoic stratigraphy and subsidence history of the South China Sea margin in the Taiwan region. *Basin Research* 15(4):453–478, doi:10.1046/j.1365-2117.2003.00215.x.
- Lin PYP, JB Gaherty, G Jin, JA Collins, D Lizarralde, RL Evans and G Hirth. 2016. High-resolution seismic constraints on flow dynamics in the oceanic asthenosphere. *Nature* 535(7613):538–541, doi:10.1038/nature18012.
- Obermann A, Lupi M, Mordret A, Jakobsdóttir SS & Miller SA. 2016. 3D-ambient noise Rayleigh wave tomography of Snæfellsjökull volcano, Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 317, 42–52.
- Shapiro NM and M Campillo. 2004. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, 31(7), doi:10.1029/2004GL019491.
- Takeo A, Forsyth, DW, Weeraratne, DS & Nishida K. 2014. Estimation of azimuthal anisotropy in the NW Pacific from seismic ambient noise in seafloor records. *Geophysical Journal International* 199(1):11–22.
- Wang CC, PC Chen, CR Lin and BY Kuo. 2011. Development of a short-period ocean bottom seismometer in Taiwan, pp. 1–7, IEEE.
- Wei XD, AG Ruan, MH Zhao. 2011. A wide-angle OBS profile across Dongsha Uplift and Chaoshan Depression in the mid-northern South China Sea. *Chinese J. Geophys (in Chinese)* 54(12):3325-3335.
- Wei XD, MH Zhao, AG Ruan, XL Qiu, SH Xia, JJ Zhu, HB Huang. 2010. Identification and application of shear waves along the profile OBS2006-3 in the mid-northern South China Sea, *Journal of Tropical Oceanography (in Chinese)* 29(5):72-80.
- Wu SM, D Zhou and XL Qiu. 2001. Tectonic setting of the northern margin of South China Sea. *Geological Journal of China Universities (in Chinese)* 7(4):419-426.
- Zhu L and H Kanamori. 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions, *J. Geophys. Res. Solid Earth* 105(B2):2969–2980, doi:10.1029/1999JB900322.