

行政院國家科學委員會專題研究計畫 成果報告

台灣西南部活斷層研究整合計畫書--南沖繩海槽中地震引發之濁流沈積物：其來源與分佈及其在古地震學之應用 研究成果報告(精簡版)

計畫類別：整合型
計畫編號：NSC 95-2745-M-002-004-
執行期間：95年08月01日至96年07月31日
執行單位：國立臺灣大學海洋研究所

計畫主持人：蘇志杰

計畫參與人員：學士級-專任助理：陳怡雯
碩士班研究生-兼任助理：凌巧芸、鄭智睿、屈繼文、張嫻
嫻、陳以瑛

報告附件：出席國際會議研究心得報告及發表論文

處理方式：本計畫可公開查詢

中華民國 96 年 11 月 19 日

行政院國家科學委員會補助專題研究計畫 成果報告
 期中進度報告

台灣西南部活斷層研究整合計畫書--南沖繩海槽中地震引發
之濁流沈積物：其來源與分佈及其在古地震學之應用

計畫類別： 個別型計畫 整合型計畫
計畫編號：NSC 95-2745-M-002-004-
執行期間：2006年08月01日至2007年07月31日

計畫主持人：蘇志杰

共同主持人：

計畫參與人員：陳怡雯、凌巧芸、鄭智睿、屈繼文、張嫚嫻、陳以瑛

成果報告類型(依經費核定清單規定繳交)： 精簡報告 完整報告

本成果報告包括以下應繳交之附件：

- 赴國外出差或研習心得報告一份
- 赴大陸地區出差或研習心得報告一份
- 出席國際學術會議心得報告及發表之論文各一份
- 國際合作研究計畫國外研究報告書一份

處理方式：除產學合作研究計畫、提升產業技術及人才培育研究計畫、列管計畫及下列情形者外，得立即公開查詢

涉及專利或其他智慧財產權， 一年 二年後可公開查詢

執行單位：國立臺灣大學海洋研究所

中華民國九十六年十月三十一日

摘要

南沖繩海槽為西太平洋琉球弧—溝系統後方活躍的弧後擴張盆地。由於其特殊的地質與水文條件，使其成為台灣與東海陸棚沈積物之重要貯存所。此地的高沈積物通量使吾人有機會獲得高解析之地震引發濁流沈積物記錄。

本研究利用沈積物粒徑分析及 X 光攝影結果來鑑定箱型岩心中之濁流沈積層及其沈積學特徵。藉由分析資料，我們發現具有濁流沈積層的箱型岩心可大致區分成三大類。其中第一類的岩心具有較薄的濁流沈積層，且其沈積物粒徑較小，這類岩心主要分布於研究區的外圍。第二類岩心的特徵為濁流沈積層厚度及沈積物顆粒都較第一類為大，主要分布於研究區的東北方。第三類岩心位於研究區的中部偏南方向，具有最厚的濁流沈積層，且其沈積物粒徑最大。

為了瞭解 2002 年 3 月 31 日發生於花蓮外海之 331 地震所引發之濁流沈積物的傳輸，本研究分析了岩心中代表 2002 年的沈積層。其粒徑的空間分布結果顯示，331 地震所引發之濁流沈積物的源區可能位於南沖繩海槽的北部陸坡。其中棉花峽谷在崩塌物質的傳輸過程中扮演著重要的角色。沈積物粒徑分析的其他參數（如：淘選、歪斜度及峰度等）亦指出 2002 年的事件並非近源沈積。對於 1966 (M_L 7.8; 24.24°N, 122.67°E)、1959 (M_L 7.5; 25°N 122.5°E) 及 1947 (M_L 7.2; 24.8°N, 123°E) 地震亦顯示出與 331 花蓮地震一樣分布型態。但是 1986 (M_L 6.8; 23.99°N, 121.83°E) 地震並未顯現出特定的傳輸方向。

本研究為瞭解非地震期間沈積物之傳輸途徑，特針對非濁流沈積層進行取樣分析，並完成沈積物粒徑趨勢分析計算。結果顯示黑潮可能為影響南沖繩海槽沈積物傳輸之主要控制因素，而蘭陽溪及台灣東部可能為沖繩海槽沈積物的主要源區。

關鍵詞：南沖繩海槽、濁流沈積物、粒徑分析、X—光攝影、古地震

Abstract

The Okinawa Trough is an active, incipient, intracontinental backarc basin formed behind the Ryukyu arc-trench system in the western Pacific. Owing to its special geological and hydrological settings, it acts like an efficient receptacle for sediments from Taiwan and the East China Sea shelf. The high sediment flux let us have an opportunity to obtain a high-resolution record of the seismo-turbidites. Such a record might make it possible to identify the spatial and temporal variation of grain size between different earthquake events.

Grain size analysis and X-radiograph results have been used to identify the turbidite layers and their sedimentological features in the box cores. From these data, we find that the box cores which containing turbidite layers can be divided into three categories. According to their thickness and grain size analysis results, the box cores which belong to the first category are thinner than other two categories and located surrounding outside of the turbidite deposition zone. In the second category, the thickness and grain size of the turbidite layers are larger than the first category. These cores are sited in the northern part of the turbidite deposition zone. For the last category, which located at the southern part of the turbidite deposition zone, have the thickest turbidite layers and largest grain size than other categories. The grain size profiles also indicate that there is a fining-upward trend in thick turbidite layers.

For the sake of understanding the transport of turbidites generated by the Hualien Earthquake ($M_L 6.8$) on March 31, 2002, we analyzed the sediment layers which represent the year of 2002 in our core samples. The spatial distribution of grain size reveals that the earthquake triggered turbidity current may delivered sediments from the north continental slope of the SOT (between the Mien-Hua Canyon and Keelung Sea Valley) and stopped at the deepest part of the SOT. For the turbidites triggered by the 1966 $M_L 7.8$ (24.24°N , 122.67°E), the 1959 $M_L 7.5$ (25°N 122.5°E) and the 1947 $M_L 7.2$ (24.8°N , 123°E) earthquakes show the same pattern with Hualien Earthquake. However there seems no clear transport direction for the 1986 $M_L 6.8$ (23.99°N , 121.83°E) earthquake.

We also picked samples from non-turbidite section for grain size trend analysis to understand the transport of sediments during the non-earthquake influence periods. The result suggested that the Kuroshio is the dominant factor that influences the transport of sediments in the SOT, and the Lan-Yang River and eastern Taiwan might be the major source of these sediments.

Keywords: southern Okinawa Trough, turbidite, grain size analysis, X-radiograph, Paleo-seismic

目錄

中文摘要.....	I
英文摘要.....	II
目錄.....	III
前言.....	1
研究目的.....	1
研究方法.....	2
1. 沈積速率之測定.....	2
2. X光攝影術.....	2
3. 沈積物顆粒分析.....	3
結果與討論.....	3
1. 岩心 X 光攝影.....	4
2. 沈積物粒徑分析結果.....	5
3. 濁流沈積物與等深流沈積物之比較.....	9
4. 粒徑趨勢分析結果.....	10
結論.....	12
參考文獻.....	14
圖版.....	18
計畫成果自評.....	37
附件 出席國際會議研究心得報告及發表論文.....	38

前言

本研究計畫承蒙國科會之支持，於台大海洋所完成雷射粒徑分析儀（BECKMAN COULTER LSTM 13 320）之建置工作，並建立 X 光攝影所需之技術及證照。本年度（96 年）進一步完成數位式 X 光攝影系統及 α 能譜儀之建置及系統之測試。其中數位式 X 光攝影系統之成效良好，無論其影像之解析度或岩心分析之效率皆遠高於過去使用過之本所與中研院系統。在此期間除戮力於實驗室之建置，並繼去年度完成 OR642、OR679、OR687、OR729 及 OR757 航次沈積物岩心之沈積物粒徑分析與岩心 X 光攝影工作後，本年度進行了 OR801 航次岩心的分析工作。

延續過去筆者與中研院扈治安研究員於南沖繩海槽之工作（Huh et al., 2004），本計畫著重於岩心中與 2002 年的花蓮 331 地震（ $M_L = 6.8$ ）、1986 年發生的花蓮地震（ $M_L = 6.8$ ）、1959 年發生於東部外海的地震（ $M_L = 7.5$ ）及 1947 年發生於沖繩海槽的地震（ $M_L = 7.2$ ）有關之濁流沈積物的時、空分佈。此外，去年恆春外海發生之強震（2006/12/26； $M_L = 7.0$ ）導致海底電纜斷線，本研究利用台大海洋所地質組學生實習航次（OR825）之機會，於枋寮峽谷一帶進行變頻聲納探測及岩心採集工作，此一工作目前已完成屏東地震前、後變頻聲納剖面之分析（OR783、OR825）及部分岩心之粒徑與 X 光攝影工作，後續之沈積年代測定亦正逐次展開中。

研究目的

由目前已完成之分析資料顯示濁流沈積物的存在與規模於 6.8 的海底地震間具有相當密切的關係，但仍有許多細節需要進一步研究、討論。例如，如何將地震規模與濁流沈積物之形成間的關係予以量化？地震所引發之濁流沈積物的影響範圍有多廣？及如何訂立一個準確的分類規範來區分不同成因的濁流沈積物等，都有待進一步的研究。因此，本研究結合沈積物年代資料、沈積物顆粒分析結果及 X-光攝影影像來幫助吾人瞭解此等濁流沈積物之來源及傳輸途徑。此外尚可提供吾人未來研究地震所引發之海底邊坡破壞的可能區域及其影響範圍

所需之基礎資料。最終希望透過此等研究，合理的評估岩心中之濁流沈積層記錄作為古地震研究重要工具所可能遭遇的困難及解決方案。

研究方法

1. 沈積速率之測定

本計畫以 ^{210}Pb 及 ^{137}Cs 作為沈積速率測定工具。 ^{210}Pb 及 ^{137}Cs 之量測主要透過 ORTEC 公司最先進之高純鍺偵檢器 (HPGe Detector)。此外， ^{210}Pb 數據除了可利用 HPGe 偵檢器進行分析外，亦可利用放射化學分析方法，以 ^{209}Po 作為示蹤劑，並將 Po 電鍍至銀片，最後以 α 能譜儀測量其中所含 ^{210}Po 之活度。由於沈積物中的 ^{210}Pb 與 ^{210}Po 處於平衡狀態，因此測得之 ^{210}Po 活度即代表 ^{210}Pb 之活度。將測量所得之 ^{210}Pb 活度扣除 ^{226}Ra 活度 (via ^{214}Pb) 後，可由超量 ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$) 的半對數座標垂直剖面圖計算沈積物岩心之表觀沈積速率 (Huh and Su, 1999; Su and Huh, 2002)，是真正沈積速率的上限。除利用 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 計算岩心之沈積速率外，本計畫利用 ^{137}Cs 求得另外一組獨立之自 1963 年迄今的平均沈積速率。不論是利用 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 或 ^{137}Cs 剖面計算沈積速率時，濁流層所造成的影響必須加以考慮。由於濁流沈積為一瞬時大量沈積的偶發事件，在進行沈積速率計算時必須加以扣除；目前筆者所使用的方法為利用 X 光攝影術，透過 X 光影像測量濁流層之厚度，並將其自放射性核種剖面中扣除。最後結合 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 及 ^{137}Cs 之計算結果，評估並求出最合理、正確的沈積速率。上述工作主要完成於中研院扈治安教授之鈾系實驗室，成果已發表於 *Marine Geology* (Huh *et al.*, 2006)。

2. X 光攝影術

在 X 光攝影術的前處理工作中，當沈積物箱型岩心上收至甲板，並完成次岩心之插管工作後，保存一隻次岩心 (貯存於國立台灣海洋大學之海洋岩心庫)，並利用國立台灣海洋大學海洋岩心實驗室之岩心切割機將岩心對剖。對剖後之岩心一份貯存於海洋岩心實驗室之岩心冷藏庫收藏，另一份則帶回實驗室進行後續處理。帶回實驗室之岩心，首先利用塑膠製刮刀將表面刮平，並將 25 cm × 10 cm × 1 cm 的透明壓克力盒垂直壓入沈積物中，以粗釣魚線將壓

克力盒與岩心分開。壓克力盒取出後將沈積物表面刮平，蓋上壓克力蓋，以保鮮膜包覆壓克力盒表面以防止水分喪失。完成前處理之沈積物標本利用本所新購之數位式櫃型 X 光機進行照射，照射前先將裝有沈積物標本之壓克力盒置於數位 X 光掃描器上，X 光機之條件設定為 4 mA、60 kV，數位掃描器之 Integrating Time 設定為 100 ms~140 ms，照射時間約為 3 分鐘，並利用 iX-Pect EZ 軟體進行影像處理與儲存。重複上述過程，視情況需要改變電流、電壓及 Integrating Time 以獲得最佳影像。每一張 X 光影像亦將利用透明投影片描繪其沈積構造以供後續取樣參考使用。

3. 沈積物顆粒分析

由於沈積物的顆粒特徵，如圓度(roundness)、球度(sphericity)、表面痕(surface markings)等，部分受控於沈積物之沈積環境，而沈積物之粒徑分佈及組構等與沈積當時的水文狀態間有著密切的關係。因此在過去的許多研究中都嘗試使用沈積物的顆粒參數作為沈積環境指標。雖然過去對於台灣附近海域沈積物的研究中不乏沈積物顆粒分析結果，但這些分析大多針對表層沈積物，或以固定間距取樣的方式進行，並無法反映其中所隱含特殊事件之正確顆粒參數。因此，本計畫以 X 光攝影術所取得之影像為基礎，進行沈積物岩心的細微取樣工作。之後以雷射粒徑分析儀進行粒徑分析工作。除粒徑分析外，本計畫亦將透過實體顯微鏡，對於細微取樣標本進行顆粒外形、表面特徵及礦物組成等進行分析工作。希望瞭解同一濁流沈積事件，沈積物顆粒分析結果是否在空間分佈上具有差異性，此等差異與沈積物之傳輸過程與沈積動力間的關連性為何，進行系統性的研究。

結果與討論

計畫執行至今已完成 OR642、OR679、OR687、OR729、OR757 及 OR801 航次沈積物岩心之沈積物粒徑分佈及岩心 X 光攝影工作，目前正積極進行屏東地震後於枋寮峽谷及其鄰近海域所採集岩心之分析工作 (OR783、OR825、ORIII 1237 及 ORIII 1253)。以下將分成岩心 X 光攝影、沈積物粒徑分析結果及粒徑趨勢分析結果三部分進行討論。

1. 岩心 X 光攝影

圖一為岩心之 X 光攝影照片及其採樣位置示意圖，圖中顯示具濁流沈積構造之岩心主要分布於南沖繩海槽北坡坡底至海槽中部地區。依據 X 光攝影所判讀出的沈積構造，本研究所使用的箱型岩心可分為四大類：(1) 半濁流沈積 (hemiturbidite)、(2) 薄層細粒濁流沈積 (thin layered fine-grain turbidite)、(3) 厚層細粒濁流沈積 (thick layered fine-grain turbidite) 及 (4) 近洋沈積 (hemi-pelagic sediment)，其分布如圖二所示，並分述如下。

(1) 半濁流沈積

Stow and Townsend (1990) 以 X 光攝影技術研究孟加拉灣沖積扇，除建立沈積物 X 光攝影之作業程序外，並將孟加拉沖積扇之沈積區分為七種濁流沈積相。之後，Stow and Wetzel (1990) 對第七種濁流沈積相加以深入探討，認為此種沈積構造與粒級現象均不明顯且高度生物擾動之沈積是介於濁流沈積與遠洋沈積者中間產物，將之命名為「半濁流沈積」，即濁流停止後，在靜止的水體中，雲狀懸浮物之緩慢沈積所形成。

屬於此分類的岩心，位於南沖繩海槽邊緣陸坡下部，由 X 光底片中可觀察到有薄層粗顆粒沈積物存在，層序界線並不明顯，厚度約為 1-3 公分，且大多數岩心內有生物擾動現象。依據陳 (1995) 指出此區的生痕主要為 *P. montanus* 與 *Chondrites*，在 OR715-10 之箱型岩心中可見到旋捲構造 (圖三)。

(2) 薄層細粒濁流沈積

本區屬於「細粒濁流沈積」(Stow and Shanmugam, 1980)，特色為不規則之平行及交錯細紋層、粒級或紋層間距向上遞減，偶有旋捲或透鏡構造。Stow and Shanmugam 研究 (1) 加拿大 Nova Scotian Slope and Rise 全新世及更新世之深海沈積泥，(2) 美國南阿帕拉契山脈，田納西 Sevier 頁岩，及 (3) 加拿大 Cambio Ordovician Halifax 板岩等三組古代及近代之濁流沈積構造，並提出細粒濁流沈積層序，以與 Bouma 之 (粗粒) 濁流沈積層序有所區別。Stow and Shanmugam 將細粒濁流沈積層序分成 T₀-T₈ (圖四)，其層序相當於 Bouma 層序之 C、D、

E層，但在沈積物中罕見完整之層序。

屬於此分類之岩心，位於峽谷下部，其層序界線較前一類明顯，濁流沈積層亦較厚，約為3-5公分，有透鏡構造存在。與Stow等人的標準層序比對，本區應為T₀，此外，本區岩心中也觀察到生物擾動現象。

(3) 厚層細粒濁流沈積

本區與前一類同屬細粒濁流沈積，位於南沖繩海槽最深處。此區岩心中可觀察到底部有一清楚的侵蝕面，且其濁流沈積物之厚度為最厚，從十幾公分甚至可達三十多公分，層序界線明顯，可見到薄紋層、交錯層及粒級現象（例如：OR715-16；圖五）。與Stow等人的標準層序比對，本區涵蓋T₀-T₈，層序保存非常完整，故將此區稱為濁流沈積中心。一般而言，濁流沈積物層之厚度及粒徑應隨距濁流發源地之距離增加而減小。Huang and Stanley (1972) 在地中海一小型海盆中（310 km²），發現在盆地中心部分之濁流沈積物粒度較粗，厚度也較厚，而本區受地形影響，亦存在此現象。生物擾動現象亦常出現在本區岩心中。

(4) 近洋沈積

在本區岩心的X光底片上，看不到任何明顯的沈積構造，也無明顯的層序界線存在，顯示其為正常緩慢沈積的結果，因此將其歸類為近洋沈積，在岩心中也有觀察到生物擾動現象。

2. 沈積物粒徑分析結果

粒徑大小是沈積物的基本特性之一，習慣上粒徑的大小以 ϕ 表示（ $\phi = -\log_2 d$ ，d為顆粒之直徑，單位為毫米）。影響粒徑大小主要有三個因素：（1）顆粒來源不同；（2）顆粒之抗風化、抗侵蝕及抗摩擦程度；（3）顆粒之傳輸及沈降過程（Friedman and Sanders, 1978）。因此，由粒徑分析結果可得知沈積物之搬運模式、沈降過程及沈積環境。本節主要將粒徑分析結果分成時間與空間兩部分做進一步探討。

(1) 岩心中粒徑隨時間（深度）之變化

南沖繩海槽地區沈積物組成主要以粉砂（ 4ϕ - 8ϕ ）為主，平均約佔沈積物之一半以上，黏土（ $>8\phi$ ）所佔比例約為 0-30% 不等，砂質（ -1ϕ - 4ϕ ）組成較少，除濁流沈積物層外，砂質約佔沈積物 5% 以下。

此處採用前述所區分之四大岩心分類：（1）半濁流沈積、（2）薄層細粒濁流沈積、（3）厚層細粒濁流沈積及（4）近洋沈積，分別描述其粒徑剖面。

在分類為半濁流沈積的岩心中（圖六），半濁流沈積層之中間粒徑約為 6ϕ ，淘選度有變差的趨勢，歪斜度變化相對並不明顯，略偏向正值。在此類岩心中非半濁流沈積層的部分，中間粒徑較細，約為 6.5 - 7ϕ ，淘選度相對較佳，歪斜度約為 0。

第二類薄層細粒濁流沈積之岩心中（圖七），其砂質含量較前一類為高，濁流沈積層之中間粒徑約為 5 - 6ϕ ，淘選度亦有變差的情形，歪斜度變化較明顯，可看出濁流沈積層的歪斜度皆偏向正值，至於非濁流沈積層的部分，其中間粒徑約為 6.5 - 7ϕ ，與前類岩心並無差異，歪斜度略偏負值（ -0.2 ）。

而第三類厚層細粒濁流沈積之岩心中（圖八），其砂質含量為最高（最高可達 80%），其濁流沈積層之中間粒徑為 3 - 4ϕ ，較前兩類為粗，可看到向上變細的趨勢存在，而淘選度在濁流沈積層底部最差，向頂部漸變好，歪斜度在濁流沈積層底部約為 1，往頂部漸趨向 0。而非濁流沈積層的中間粒徑約為 7ϕ ，其他參數亦與前二類岩心無太大差異。

而近洋沈積之岩心中（圖九），其砂含量低於 5%，中間粒徑接近 7ϕ ，淘選度在表層 5 公分處有一高值，顯示此層之淘選度較差，對應砂的含量較為高，但比起其他類岩心仍然是較低的，其餘部分並無明顯變化。

(2) 等時面上粒徑之空間分布

本研究所使用的箱型岩心中，主要可觀察到 2002 年 $M_L 6.8$ (24.14°N, 122.19°E, 13.8 km)、1986 年 $M_L 6.8$ (23.99°N, 121.83°E, 15.0 km)、1966 年 $M_L 7.8$ (24.24°N, 122.67°E, 42 km)、1959 年 $M_L 7.5$ (25°N 122.5°E, 150 km)、1947 年 $M_L 7.2$ (24.8°N, 123°E, 110km) 及 1922 年 $M_L 7.6$ (24.6°N, 122.2°E, 20km) 等地震所引發之濁流沈積物。對於不同地震所引發濁流沈積物，茲分述如下。

(A) 2002 年 $M_L 6.8$ (24.14°N, 122.19°E, 13.8 km) 地震

此一地震事件發生於 2002 年 3 月 31 日午時，地震規模 6.8，其震央位於和平海盆東側，而南沖繩海槽地區震度亦達到 5 級以上。ORI 642 航次於地震發生後一個月內在南沖繩海槽地區採集箱型岩心，因此我們將此航次採集到的箱型岩心最表層視為此一事件後的海床表面沈積物進行粒徑分析。另外再加上其他航次已完成 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 及 ^{137}Cs 等放射性核種分析之岩心，取出代表該事件的沈積物後再進行粒徑分析，共有 26 個樣本。

首先，依此 26 個樣本不同的粒徑分布曲線，將其分為 3 大類，如圖十所示。第一類樣本（以紅色標示）其粒徑分布曲線呈現常態分配，多位於海槽邊緣、濁流沈積中心外圍；第二類樣本（以藍色標示）其粒徑分布曲線呈現雙峯的現象，位於棉花峽谷下部；而第三類岩心（以綠色標示）則呈現細偏斜的粒徑分布曲線，位於南沖繩海槽最深處。將此三種分布曲線對照 Nakajima and Kanai (2000) 的研究，分別屬於近洋沈積物、上部濁流沈積物及下部濁流沈積物，如圖十一所示。

我們進一步將這三類樣本粒徑資料繪成累積機率作圖，如圖十二所示。可看出第一類樣本並無明顯的截切點 (truncation point) 存在，而其他兩類樣本的累積機率曲線存在明顯的截切點，將截切點位置對應到粒徑值，可發現第二類樣本截切點對應之粒徑值較第三類為粗。Visher (1969) 指出此截切點位置可反映沈積界面處的擾流能量高低，因此推測第二類樣本沈積時的擾流能量是較第三類樣本為高，而此濁流的傳輸方向為由北往南傳輸，即從北坡的棉花峽谷向下傳輸至南沖繩海槽最深處而沈積，故在海槽最深處存在濁流沈積中心。

再將這些樣本的粒徑資料（中間粒徑與淘選度）畫成等值線圖，如圖十三所示，從圖中亦可看出有粗顆粒沈積物從北坡之棉花峽谷向南傳輸至南坡邊緣的現象，與上述推論吻合。接下來，我們將應用等值線圖來看其他大地震所引發濁流沈積物之傳輸方向為何。

(B) 1986 年 M_L 6.8 (23.99°N, 121.83°E, 15.0 km) 地震

震央位於花蓮外海，與 2002 年的地震同屬於極淺層地震，在此地震發生同時，龜山島附近有發生海底電纜斷裂的現象。將代表此年代的沈積物進行粒徑分析，共有 22 個樣本，其粒徑與淘選度之等值線圖如圖十四所示。圖中顯示此次地震所引發之濁流沈積物較 2002 年地震引發者為粗，濁流沈積中心區的淘選度呈現較佳，與其他地震引發之濁流沈積物不同，在等值線圖中並不能看出主要方向，推測可能此次地震所引發的濁流範圍很廣，造成北坡及南坡皆產生崩移引發濁流，而在濁流沈積中心沈積時，因為濁流能量尚未消退，使細顆粒物質產生再懸浮，故呈現淘選度佳的情形。

(C) 1966 年 M_L 7.8 (24.24°N, 122.67°E, 42 km) 地震與 1959 年 M_L 7.5 (25°N 122.5°E, 150 km) 地震

這兩個地震因為發生的時間太過接近，所以將其合併討論。震央位置分別位於琉球島弧及棉花峽谷附近，代表此年代的沈積物樣本共 19 個，進行粒徑分析後，畫出粒徑大小及淘選度之等值線圖，如圖十五所示。此地震所引發之濁流沈積物為所觀察到者最粗，等值線圖與 2002 年地震引發之濁流沈積物粒徑參數等值線圖相似，均呈現由北往南傳輸的趨勢。

(D) 1947 年 M_L 7.2 (24.8°N, 123°E, 110km) 地震

震央位於南沖繩海槽，為一中層地震，代表此年代的沈積物樣本共 16 個，進行粒徑分析後，畫出粒徑大小及淘選度之等值線圖，如圖十六所示。此地震所引發濁流沈積物之粒徑參數等值線圖與 2002 年、1966 年及 1959 年地震引發之濁流沈積物粒徑參數等值線圖相似，均呈現由北往南傳輸的趨勢，但其來源較前者往西移。淘選度等值線圖則顯示在濁流傳輸的途徑上之樣本，其淘選度皆較差，而非濁流傳輸的途徑之樣本，淘選度較佳且值相近，皆為 1.2

ϕ 左右。

(E) 1922 年 M_L 7.6 (24.6°N, 122.2°E, 20km) 地震

此地震震央位於琉球島弧，屬於極淺層地震，在這地震發生後不到半個月的時間，又發生了一次規模 7.2 的地震，其震央位置及深度與前者幾乎相同。因為年代較久遠，代表此年代的沈積物樣本個數為 10，進行粒徑分析後，畫出粒徑大小及淘選度之等值線圖，如圖十七所示。此地震所引發濁流沈積物之粒徑參數等值線圖之前地震引發之濁流沈積物粒徑參數等值線圖不同，並無呈現任何傳輸方向，推論可能是由於樣本點過少，因此無法提供足夠的資訊。

綜合以上的結果，可得知近幾十年來，南沖繩海槽地區地震所引發之濁流沈積物除了 1986 年地震所引發者之外，皆發源於北坡，再往南傳輸至南沖繩海槽較深處沈積，因此在位於濁流沈積中心的岩心中，可觀察到厚層之濁流沈積物存在。

3. 濁流沈積物與等深流沈積物之比較

等深流沉積物 (contourite) 是細砂、粉砂與泥質物的互層，砂質物分選良好，普遍為水平層理，有時也有粒級層序和內部侵蝕的痕跡，在大西洋大陸隆起 (continental rise) 上有廣泛分佈。許多科學家嘗試去區分細粒濁流沈積物與等深流沈積物，而大多數研究主要利用聲學特性及震測剖面作為判定標準 (Michels *et al.*, 2001; Gonthier *et al.*, 2003; Rasmussen *et al.*, 2003)，指出濁流沈積物其聲學反射強、層理分明且為偶數層；等深流沈積物層理並不明顯，有時會有內部反射存在 (internal reflection)，對沈積構造之研究較少。

Stow (1979) 綜合許多研究結果，歸納成以下 5 點：(1) 等深流沈積物層序平行等深線，且顆粒有漸細和淘選度變差的傾向；(2) 在濁流沈積物層與等深流沈積物層之間有顯著的組織差異，代表不同的來源及搬運距離；(3) 礦物的組織成分可顯示其搬運方向是垂直或平行於等深線；(4) 顆粒的結構可顯示沈積物是向下坡或沿斜坡搬運；(5) 濁流沈積有構造層序及迅速掩埋的證據，而等深流沈積物會被生物所擾動並含有生物源之砂質沈積物。綜觀上述

研究，兩者最主要的區分為濁流沈積物分布大多垂直於等深線，而等深流沈積物分布皆平行等深線。

在台灣周圍海域，目前並沒有等深流沈積物相關研究。而分布在南沖繩海槽之岩心內部所觀察到的粗顆粒沈積物層是否可能為等深流所形成呢？首先，這些粗顆粒沈積物層的年代皆為大地震發生之時，如果其單純為等深流所沈積，應較頻繁出現，而不會恰巧與地震發生年代吻合。再者，我們可以觀察到這些粗顆粒沈積物層的分布並非平行於等深線，此外，這些粗顆粒沈積物層之層序構造清楚，可對比到 Stow and Shanmugam (1980) 的標準層序 T₀-T₈，且通常底流流速不超過 20 cm/s，此流速不能搬運砂至遠處 (Kuenen, 1967)。因此，分布在南沖繩海槽之岩心內部所觀察到的粗顆粒沈積物層應為細粒濁流沈積層。

4. 粒徑趨勢分析結果

一般情況下，沈積物的搬運過程通常是粗顆粒先沈降或被留下來，較細顆粒則繼續被帶到較遠處，此時在沈積物的搬運沿途，其平均粒徑會逐漸變細，淘選變好，歪斜度則愈來愈小。當然，實際的情況並非完全如此，尚有其他因素需要考慮。

McLaren (1981) 率先綜合考量平均粒徑、淘選度及歪斜度三個參數在沈積物搬運過程中的變化，並先後以阿拉斯加的 Yakutat Foreland 海灘、懷俄明州的 East Fork 河、紐西蘭的 Tekapo 湖及加拿大的 Coburg 半島等地的沈積物來驗證其模式 (McLaren and Bowles, 1985)。

Gao and Collins (1992, 1994) 進一步以此方式推估區域性之沈積物搬運模式，隨後發展一套 FORTRAN 程式提供搬運向量之計算 (Gao, 1996)。此方法目前在海洋學上應用極廣 (Duman *et al.*, 2004; Friend *et al.*, 2006)，劉 (1995) 即運用此模式探討台灣東北海域海流對海床沈積物搬運的影響，另外陳 (1997) 及廖 (2006) 則運用此模式推估台灣西南外海沈積物之搬運方向。

Chang *et al.* (2001) 修改上述 FORTRAN 程式，加入了統計檢定，本研究即採用此修訂後的程式進行粒徑趨勢分析，信賴水平 (level of confidence) 為 95%。

在探討完地震發生時，南沖繩海槽地區受地震引發之濁流沈積物是如何傳輸，那在無地震發生時期，此地區的沈積物傳輸又是何種情形呢？針對南沖繩海槽沈積物來源與傳輸問題，本研究將藉由沈積物粒徑分布之趨勢分析，以期能有更進一步的瞭解。

Lin and Chen (1983) 分析沖繩海槽沈積物顆粒大小和礦物組成，初步判斷其來源包含中國大陸、台灣以及琉球群島，並且認為黑潮扮演了沈積物向外洋傳輸的屏障。林 (1992) 研究東北海域沈積物構造、組織與黏土礦物，發現南沖繩海槽沈積物時常出現濁流沈積物層序特徵，顯示沈積物環境不穩定，其次在蘭陽溪口外分布一扇形泥質沈積區，研判蘭陽溪輸入的沈積物對東北海域具有相當的影響性，又根據綠泥石含量呈現由南向北減少的趨勢，推測黑潮將台灣東部版岩的風化產物向北搬運至海槽，並闡述黑潮阻擋了沈積物向東擴散的機制。

Lin *et al.* (1992) 指出南沖繩海槽中棉花峽谷附近沈積物有機碳含量呈現陸陸坡值較陸棚為高的現象，並推論沈積物乃由陸棚向下輸送至陸坡及海槽底部沈積，解釋東海大陸棚上無現代沈積物的現象。Chung and Chang (1995, 1996) 與陳 (1995) 在棉花峽谷下部以 ^{210}Pb 定年法測得 0.3-0.8 cm/yr 的高沈積速率，配合黑潮入侵東海陸棚行程反時針渦流的流況與流速條件，使沈積物由東海陸棚經棉花峽谷向下輸送，造成南沖繩海槽地區高沈積速率的看法，目前為一般所普遍接受。但是，東海陸棚區的沈積動力研究顯示長江輸出之沈積物因受到台灣暖流的阻隔而絕大部分無法向東傳輸，這些沈積物被沿岸流搬運南下沈積在內陸棚區 (Milliman *et al.*, 1985; 蘇, 2000; Su and Huh, 2002)。此外，從有機碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值分布，亦可說明陸源沈積物沈積於河口及內陸棚之沈積型態 (林, 2001)。

高 (1995) 發現蘭陽溪的逕流量與懸浮物的輸出量 (輸砂量) 間存在良好正相關。南沖繩海槽沈積物可能主要來自台灣東部河流，尤其是蘭陽溪，雨季是重要的輸入時期，而颱風亦會將大量的顆粒物質帶出。這些顆粒物質有部分沈積於宜蘭陸棚或斜坡上，有些沈積於海槽中，有的也可能被帶到東海陸棚 (Hsu *et al.*, 1998)。由於陸棚沒有淨沈積 (Chung and Chang, 1995, 1996)，因此沈積物的最終去處極可能是南沖繩海槽 (許, 1998)。

李 (2001) 以 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 、 ^{137}Cs 及 $^{239,240}\text{Pu}$ 等放射性核種評估南沖繩海槽沈積物可能來源，

推論蘭陽溪輸出應為主要沈積物來源，東海陸棚經棉花峽谷輸入及黑潮輸入次之。Huh *et al.* (2006) 計算出南沖繩海槽地區沈積物儲量為 14 MT/yr，而蘭陽溪輸砂量為 8-17MT/yr (經濟部水資源局, 1997; Dadson *et al.*, 2003)，亦說明此區沈積物來源，東海陸棚扮演的角色可能不如以往認為的如此重要。

本研究利用粒徑趨勢分析結果畫出南沖繩海槽地區沈積物傳輸方向，如圖十八所示。從圖中可看出，此區沈積物搬運方向主要為由西向東傳輸，顯示蘭陽溪之輸入可能為主要沈積物來源。Chung and Hung (2000) 推論台灣東北海域陸棚區之顆粒物質與沈積物，在受到高能波浪與潮汐作用後可再懸浮而形成霧濁層 (nepheloid layer) 往棚緣與上部陸坡傳輸，經由棉花峽谷與北棉花峽谷向海槽輸出。出了峽谷以後，顆粒物質再沿著地形等深線以等密度層在海槽邊緣以一逆時鐘方向傳輸。透過粒徑趨勢分析結果，在峽谷下部雖然其趨勢強度相對較低，但並非呈現隨等深線之分布，與上述論點不符。

搬運方向的強度在南沖繩海槽最西端有一弱區存在，暗示此區沈積物的傳輸方向較無一主要方向，而此強度弱區存在位置與黑潮流經海槽途徑吻合。黑潮源自於北太平洋赤道洋流，主軸經台灣東部外海後在台灣東北海域從沖繩海槽南口進入海槽，受到東海陸棚邊緣的地形阻擋，主軸轉向東北沿東海陸棚邊緣前行；另一分支沿北棉花峽谷上衝並又分成兩股：一股流向東北併回黑潮主流；另一股則由東南轉往流向西南，在黑潮主流左側形成一反向的區域海流，最後於棉花峽谷與基隆海谷間再併回未轉向前的黑潮主流。Liang *et al.* (2003) 利用 1991-2000 年所蒐集都卜勒流剖儀資料繪出黑潮流經東部海域流速剖面變化 (圖十九)，黑潮在未流經宜蘭海脊之前，其主流流速較快，流幅較窄，而在流過宜蘭海脊後，其流向往東偏移，流速減緩，流幅變寬，。依據粒徑趨勢分析結果，趨勢強度的弱區可能是由於黑潮在翻越宜蘭海脊後流向轉彎且流速突降而造成此區沈積物搬運方向較不穩定之故。

結論

1. 從 X 光攝影底片中，我們可以清楚判別沈積構造及界定濁流沈積物層厚度。依據沈積構

造及粒徑結果，可將此區岩心分為四類：(1) 半濁流沈積、(2) 薄層細粒濁流沈積、(3) 厚層細粒濁流沈積及 (4) 近洋沈積。

2. 屬於半濁流沈積之岩心，分布於南沖繩海槽邊緣陸坡下部，由 X 光底片中可觀察到有薄層粗顆粒沈積物存在，層序界線並不明顯，半濁流沈積層之中間粒徑約為 6ϕ ，淘選度有變差的趨勢，歪斜度變化相對並不明顯，略偏向正值。
3. 屬於薄層細粒濁流沈積之岩心，分布於峽谷下部，其層序界線較前一類明顯，濁流沈積層亦較厚，其砂質含量較前一類為高，濁流沈積層之中間粒徑約為 $5-6\phi$ ，淘選度亦有變差的情形，歪斜度變化較明顯，可看出濁流沈積層的歪斜度皆偏向正值。
4. 屬於厚層細粒濁流沈積之岩心，位於南沖繩海槽最深處。此區岩心中可觀察到底部有一清楚的侵蝕面，且其濁流沈積物之厚度為最厚，從十幾公分甚至可達三十多公分，層序界線明顯，可見到薄紋層、交錯層及粒級現象。與 Stow 等人的標準層序比對，本區涵蓋 T_0-T_8 ，層序保存非常完整，故將此區稱為濁流沈積中心。砂質含量為最高（最高可達 80%），其濁流沈積層之中間粒徑為 $3-4\phi$ ，較前兩類為粗，可看到向上變細的趨勢存在，而淘選度在濁流沈積層底部最差，向頂部漸變好，歪斜度在濁流沈積層底部約為 1，往頂部漸趨向 0。
5. 屬於近洋沈積之岩心，在 X 光底片上，看不到任何明顯的沈積構造，也無明顯的層序界線存在，其砂含量低於 5%，中間粒徑接近 7ϕ 。
6. 在分布於南沖繩海槽之箱型岩心中，主要可觀察到 2002 年 $M_L 6.8$ 、1986 年 $M_L 6.8$ 、1966 年 $M_L 7.8$ 、1959 年 $M_L 7.5$ 、1947 年 $M_L 7.2$ 及 1922 年 $M_L 7.6$ 等地震所引發之濁流沈積物，分析岩心中地震引發之濁流沈積物，得知本區地震所引發之濁流沈積物除了 1986 年地震所引發者之外，皆發源於北坡，再往南傳輸至南沖繩海槽較深處沈積，故在位於濁流沈積中心的岩心中，可觀察到厚層之濁流沈積物存在。而 1986 年地震引發之濁流沈積物並不能看出主要傳輸方向，可能是此次地震所引發的濁流範圍很廣，造成北坡及南坡皆產生崩移引發濁流之故。

7. 由粒徑趨勢分析結果，顯示此區沈積物搬運方向主要為由西向東傳輸，顯示蘭陽溪之輸入為主要沈積物來源。而搬運方向的強度在南沖繩海槽最西端有一弱區存在，此弱區存在的位置與黑潮流經海槽途徑吻合，推論可能是由於黑潮在翻越宜蘭海脊後流向轉彎、流速突降而造成此區沈積物搬運方向較不穩定之故。

參考文獻

中文部分

- 李時雨 (2001) 以落塵核種探討台灣東北海域之沈積動力。國立台灣大學海洋研究所碩士論文。
- 林庚玲 (1992) 台灣東北外海表層沈積物之構造、組成和黏土礦物。國立台灣大學海洋研究所碩士論文。
- 林殷田 (2001) 長江三角洲與東海陸棚沈積物內有機碳 ^{13}C 同位素之區域分佈與垂直變化。國立台灣大學海洋研究所碩士論文。
- 高樹基 (1995) 高剝蝕率島嶼之碳的生物地球化學：以蘭陽河流域為例。國立台灣大學海洋研究所博士論文。
- 許世傑 (1998) 台灣東北外海沈積物來源與傳輸以及水體中微量金屬之地球化學。國立台灣大學海洋研究所博士論文。
- 陳星光 (1995) 東海陸棚與陸坡之沈積速率與有機碳的埋藏。國立台灣大學海洋研究所碩士論文。
- 陳儀清 (1997) 台灣西南外海海床表層沈積現象之研究。國立台灣大學海洋研究所博士論文。
- 經濟部水資源局 (1997) 中華民國 86 年台灣水文年報。
- 廖宏儒 (2006) 彰雲潮流沙脊之形貌、沈積作用及演化模式。國立台灣大學海洋研究所博士論文。
- 劉金城 (1995) 台灣東北海域沈積物顆粒粒徑分布所顯示的沈積現象。國立台灣大學海洋研究所碩士論文。

蘇志杰 (2000) 以多示蹤劑法探討東海之沈積動力學。國立台灣大學海洋研究所博士論文。

英文部分

Chang, Y.H., M.D. Scrimshaw and J.N. Lester (2001) A revised Grain-Size Trend Analysis program to define net sediment transport pathways. *Computers & Geosciences* 27(1): 109-114.

Chung, Y. and G.W. Hung (2000) Particulate fluxes and transports on the slope between the southern East China Sea and the South Okinawa Trough. *Continental Shelf Research* 20, 571-597.

Chung, Y. and W.C. Chang (1995) Pb-210 fluxes and sedimentation rates on the lower continental slope between Taiwan and the Southern Okinawa Trough. *Continental Shelf Research* 15, 149-164.

Chung, Y. and W.C. Chang (1996) Uranium and thorium isotopes in marine sediments off northeastern Taiwan. *Marine Geology* 133, 89-102.

Dadson, S.J., N. Hovius, Y.G. Chen, W.B. Dade, M.L. Hsieh, S.D. Willett, J.C. Hu, et al. (2003) Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature* 426, 648-651.

Duman, M., M. Avci, S. Duman, E. Demirkurt and M.K. Duzbastilar (2004) Surficial sediment distribution and net sediment transport pattern in Izmir Bay, western Turkey. *Continental Shelf Research* 24, 965-981.

Friedman, G.M., J.E. Sanders (1978) Principles of sedimentology. *John Wiley & Sons*, 58-81.

Friend, P.L., A.F. Velegrakis, P.D. Weatherston and M. Collins (2006) Sediment transport pathways in a dredged river system, southwest England. *Estuarine Coastal and Shelf Science* 67, 491-502.

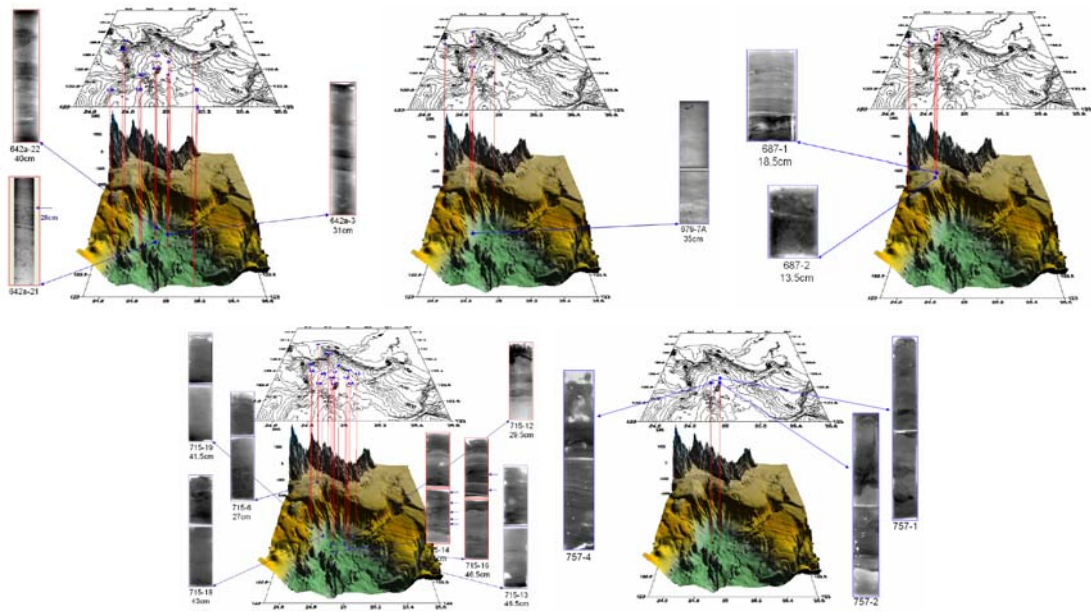
Gao, S. (1996) A FORTRAN program for grain size trend analysis to define net sediment transport pathways. *Computers and Geosciences* 22, 449-552.

Gao, S. and M. Collins (1992) Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors". *Sedimentary Geology* 81, 47-60.

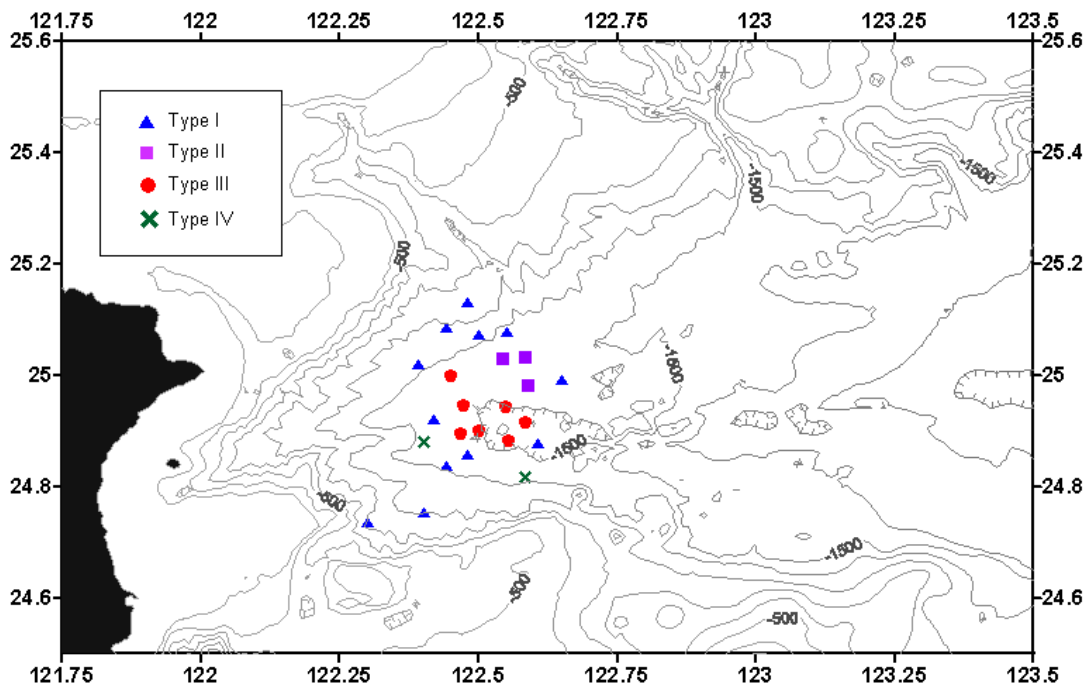
Gao, S. and M. Collins (1994) Analysis of grain size trends, for defining net sediment transport patterns in marine environments. *Journal of Coastal Research* 10, 70-78.

- Gonthier, E., J.-C. Faugeres, A. Viana, A. Figueiredo and P. Anschutz (2003) Upper Quaternary deposits on the Sao Tome deep-sea channel levee system (South Brazilian Basin): major turbidite versus contourite processes. *Marine Geology* 199, 159-180.
- Hsu, S.J., F.J. Lin, W.L. Jeng and T.Y. Tang (1998) The effect of a cyclonic eddy on the distribution of lithogenic particles in the southern East China Sea. *Journal of Marine Research* 56, 813-832.
- Huang, T.C. and D.J. Stanley (1972) Western Alboran Sea: Sediment dispersal, ponding, and reversal of currents. In Stanley D. J. (Ed.), *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory*. Dowdon, Hutchinson and Ross, Inc., Stroudsburg, Penn., 521-599.
- Huh, C.-A., C.-C. Su, C.-H. Wang, S.-Y. Lee and I.-T. Lin (2006) Sedimentation in the Southern Okinawa Trough – rate, budget and turbidites. *Marine Geology* 231, 129-139.
- Huh, C.-A., C.-C. Su, W.-T. Liang and C.-Y. Ling (2004) Linkages between turbidites in the southern Okinawa Trough and submarine earthquakes. *Geophys. Res. Lett.* 31, L12304, doi:10.1029/2004GL019731.
- Huh, C.-A. and C.-C. Su (1999) Sedimentation dynamics in the East China Sea elucidated from ^{210}Pb , ^{137}Cs and $^{239,240}\text{Pu}$. *Marine Geology*, 160(1/2), 183-196.
- Kuenen, P.H. (1967) Emplacement of flysch-type sand beds. *Sedimentology* 9, 203-243.
- Liang, W.D., T.Y. Tang, Y.J. Yang, M.T. Ko and W.S. Chuang (2003) Upper-ocean currents around Taiwan. *Deep-Sea Research II* 50, 1085-1105.
- Lin, F.J. and J.C. Chen (1983) Textural and mineralogical studies of sediments from the southern Okinawa Trough. *Acta Oceanography Taiwanica* 14, 26-41.
- Lin, S., K.K. Liu, M.P. Chen, P. Chen and F.Y. Chang (1992) Distribution of organic carbon in the KEEP area continental margin sediments. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 3, 365-378.
- McLaren, P. (1981) An interpretation of trends in grain size measures. *Journal of Sedimentary Research* 51, 611-624.
- McLaren, P. and D. Bowles (1985) The effects of sediment transport on grain-size distribution. *Journal of Sedimentary Petrology* 55, 457-470.
- Michels, K.H., J. Rogenhagen and G. Kuhn (2001) Recognition of contour-current influence in

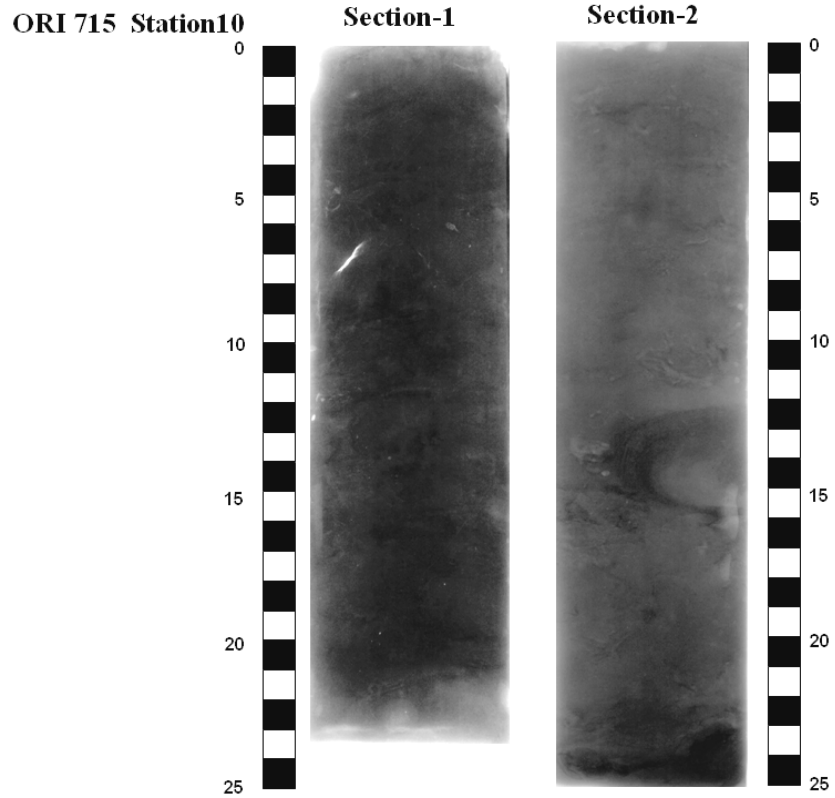
- mixed contourite-turbidite sequences of the western Weddell Sea, Antarctica. *Marine Geophysical Researches* 22, 465-481.
- Milliman, J.D., H.T. Shen, Z.S. Yang and R.H. Meade (1985) Transport and deposition of river sediment in the Changjiang estuary and adjacent continental shelf. *Continental Shelf Research* 4, 37-45.
- Nakajima, T. and Y. Kanai (2000) Sedimentary features of seismoturbidites triggered by the 1983 and older historical earthquakes in the eastern margin of the Japan Sea. *Sedimentary Geology* 135, 1-19.
- Rasmussen, S., H. Lykke-Andersen, A. Kuijper and S.R. Troelstra (2003) Post-Miocene sedimentation at the continental rise of Southeast Greenland: the interplay between turbidity and contour currents. *Marine Geology* 196, 37-52.
- Stow, D.A.V. (1979) Distinguish between fine-grained turbidites and contourites on distal Nova Scotian deep water margin. *Sedimentology* 26, 371-387.
- Stow, D.A.V. and A. Wetzel (1990) Hemiturbidite: A new type of deep-water sediment. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 116, 5-14.
- Stow, D.A.V. and G. Shanmugam (1980) Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient Flysch sediment. *Sedimentary Geology* 24, 23-42.
- Stow, D.A.V. and M.R. Townsend (1990) X-ray techniques and observations on distal Bengal Fan sediments cored during Leg116. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 116, 5-14.
- Su, C.-C. and C.-A. Huh (2002) ^{210}Pb , ^{137}Cs and $^{239,240}\text{Pu}$ in East China Sea sediments: Sources, pathways and budgets of sediments and radionuclides. *Marine Geology*, 183(1-4), 163-178.
- Visher, G.S. (1969) Grain size distributions and depositional process. *Journal of Sedimentary Petrology* 39 (3), 1074-1106.



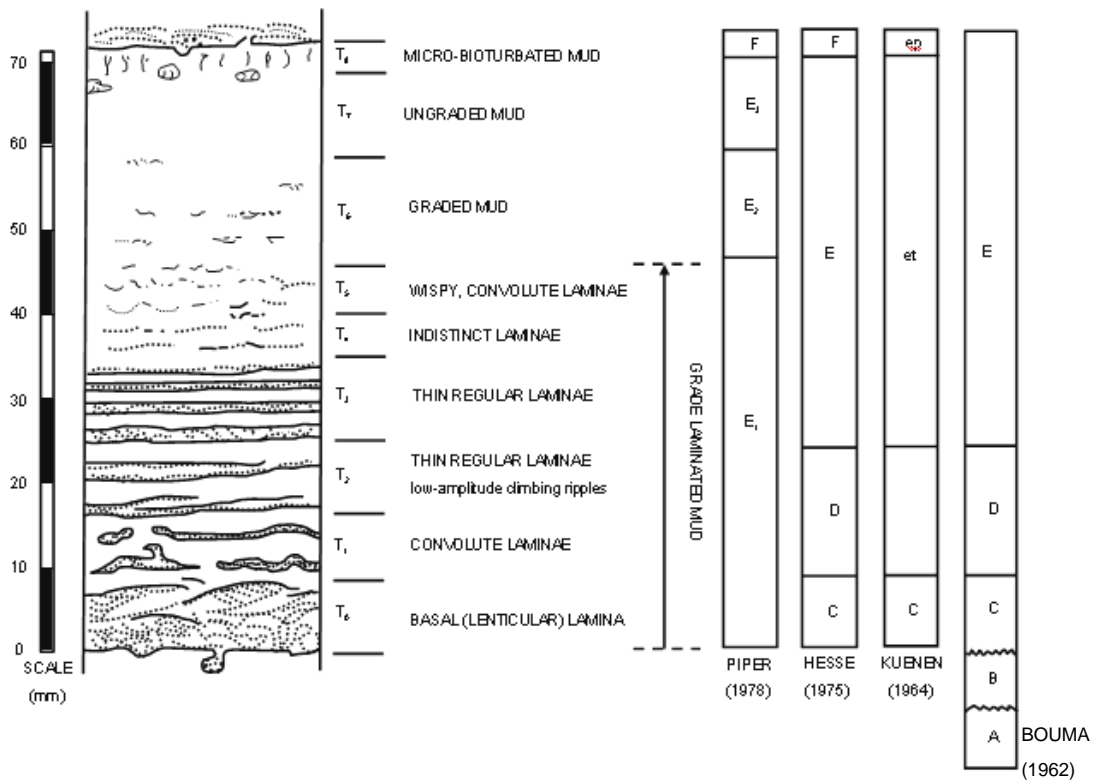
圖一、岩心之 X 光攝影照片及其分布位置。



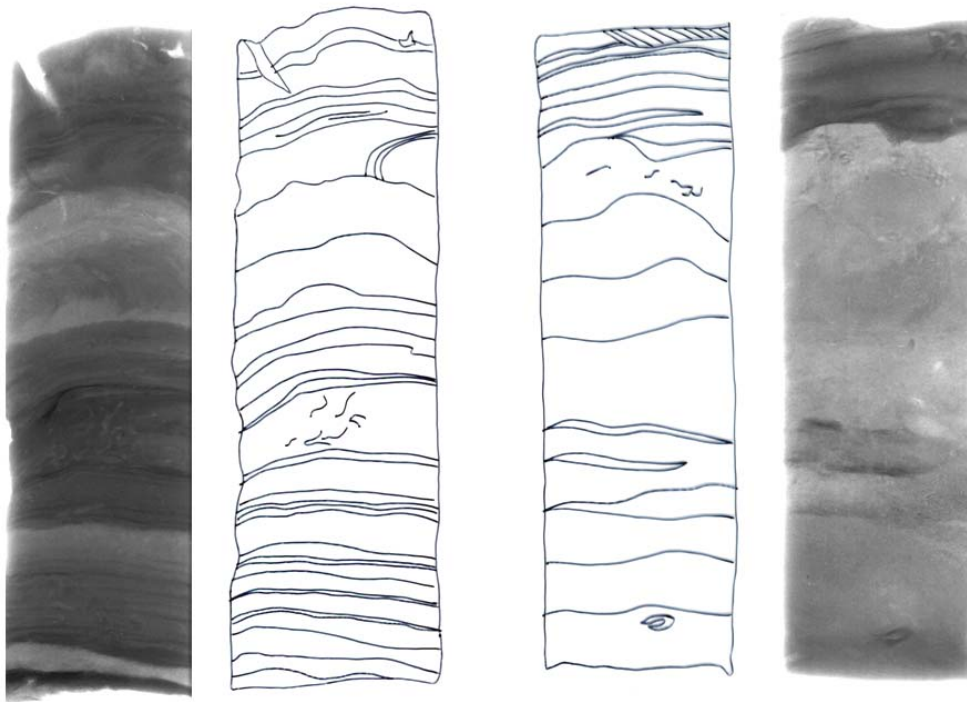
圖二、依沈積構造分為四類：(1) 半濁流沈積 (hemiturbidite；以▲表示)、(2) 薄層細粒濁流沈積 (以■表示)、(3) 厚層細粒濁流沈積 (以●表示) 及 (4) 近洋沈積 (以×表示) 之岩心於南沖繩海槽之分布位置。



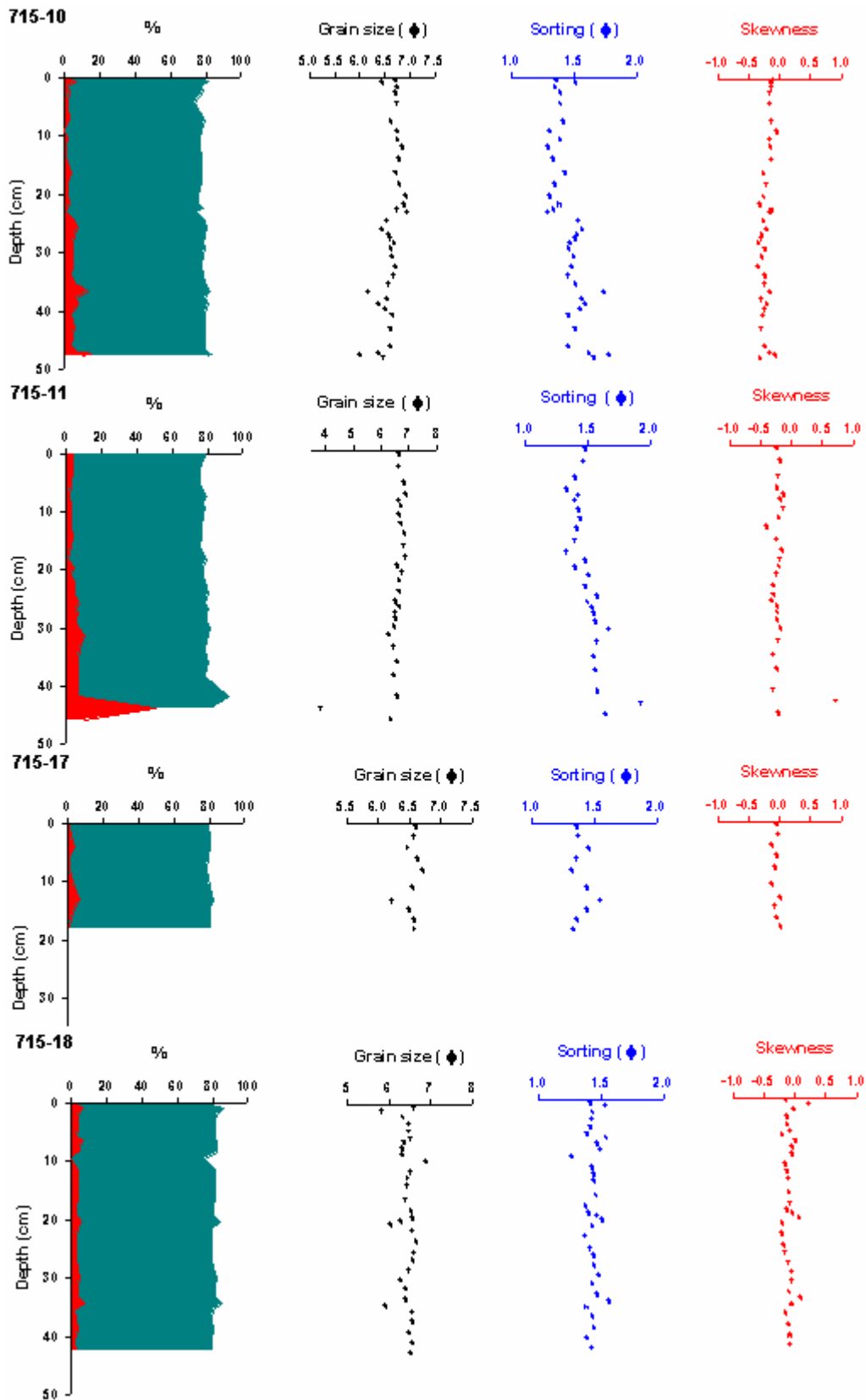
圖三、在 OR715-10 之箱型岩心中可見到旋捲構造。



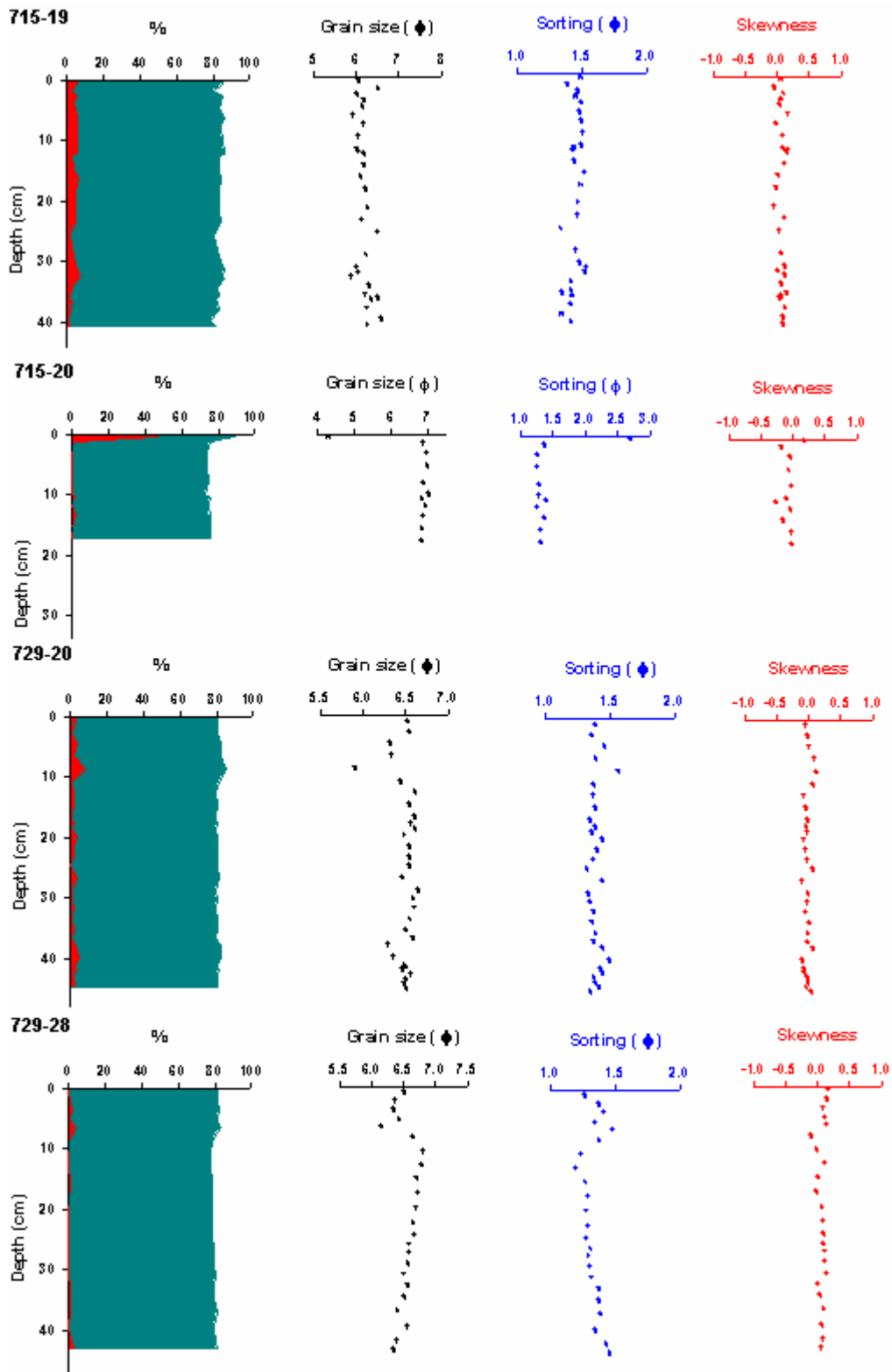
圖四、細粒濁流沈積層序 (Stow and Shanmugam, 1980)。



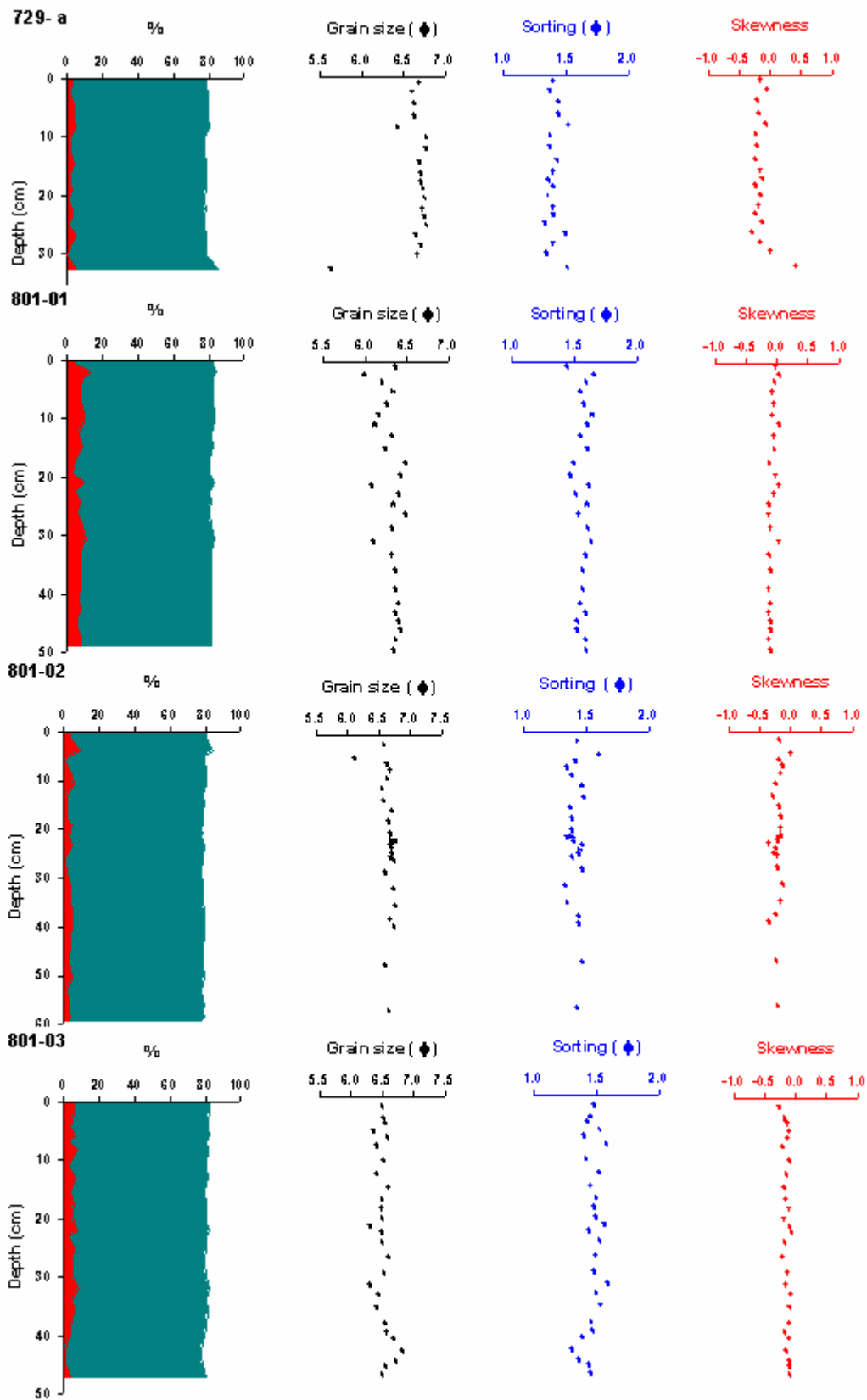
圖五、OR715-16 岩心之 X 光底片以及沈積構造之描繪



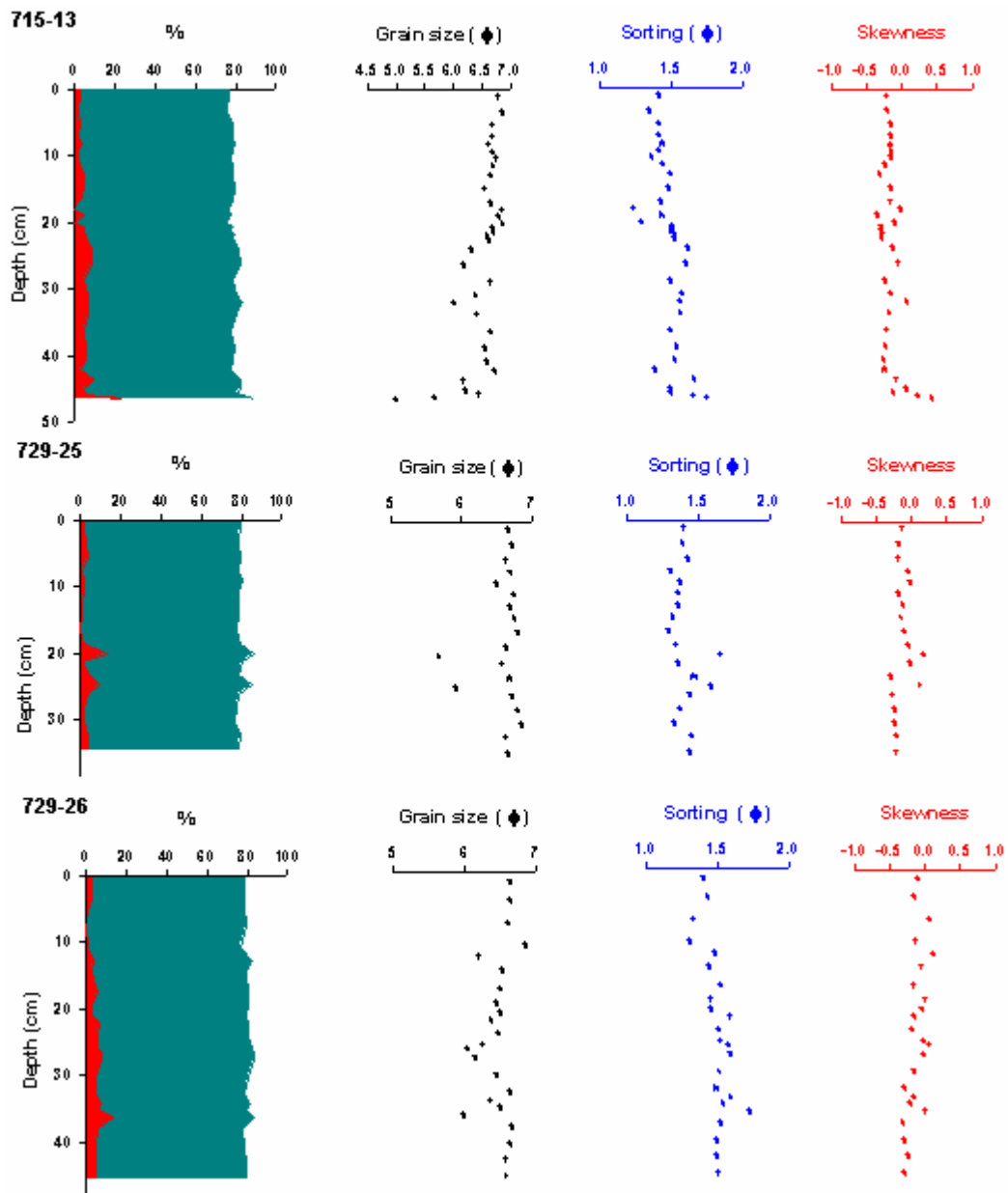
圖六、半濁流沈積類之岩心粒徑資料。



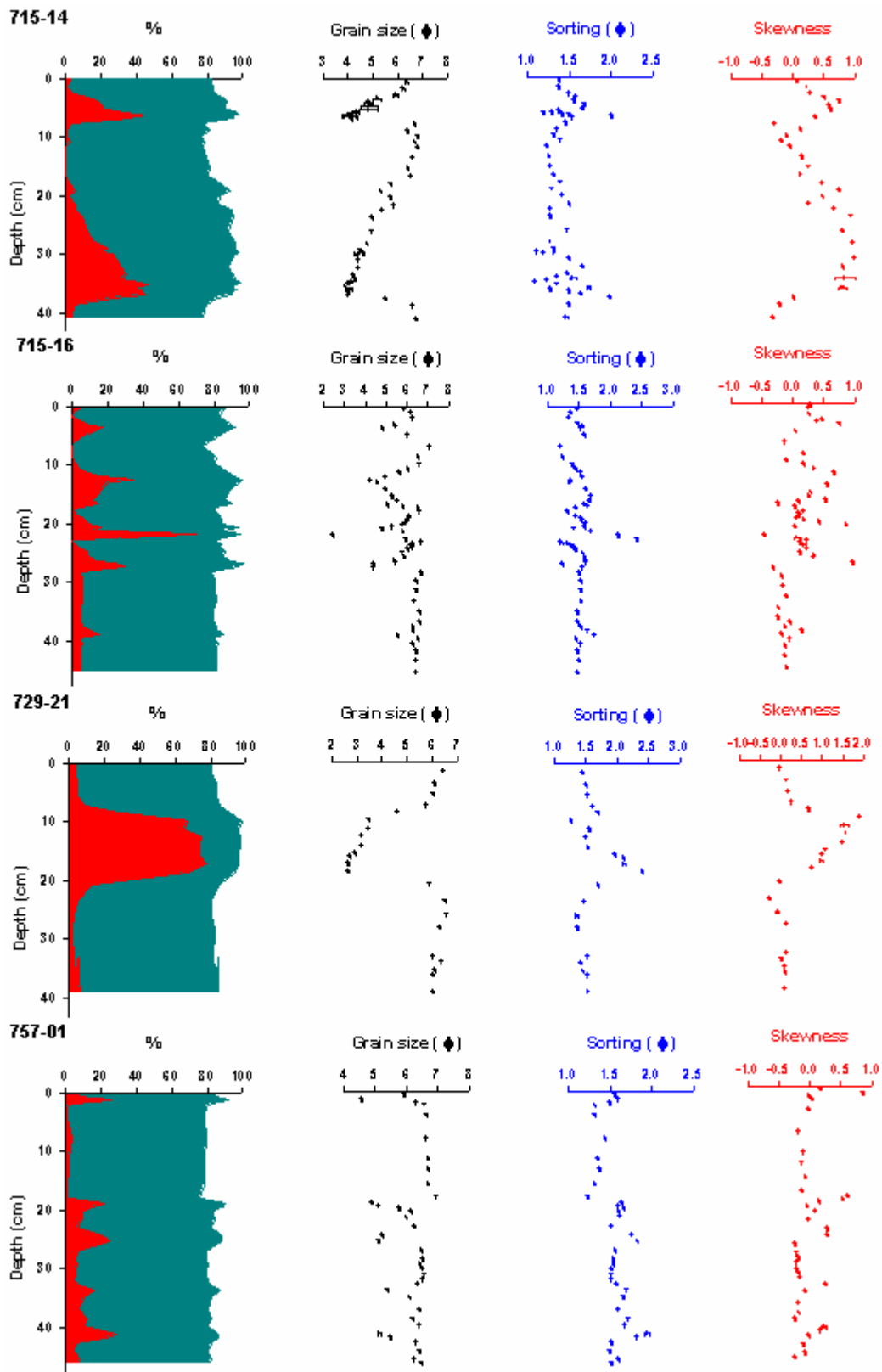
圖六、半濁流沈積類之岩心粒徑資料。(續)



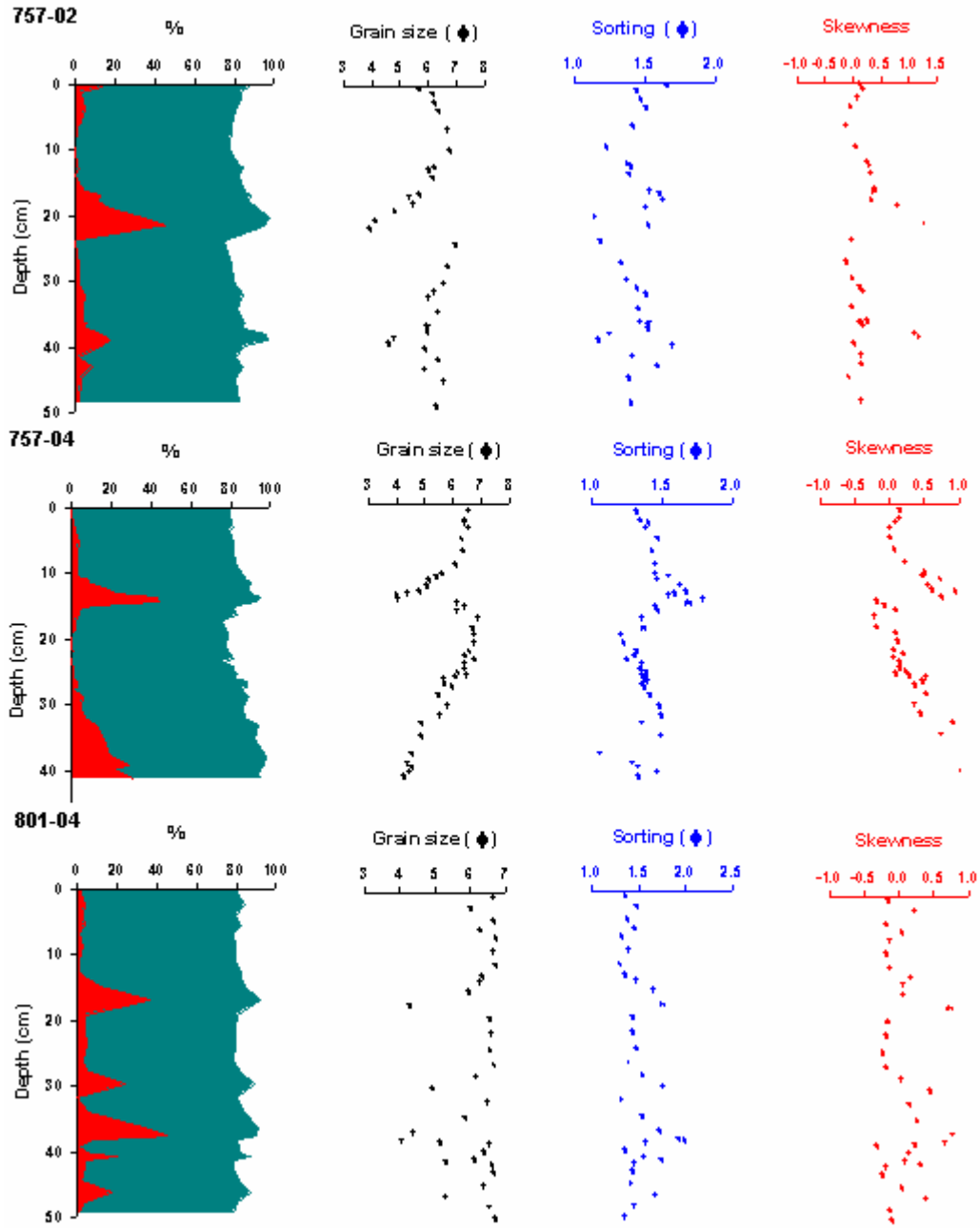
圖六、半濁流沈積類之岩心粒徑資料。(續)



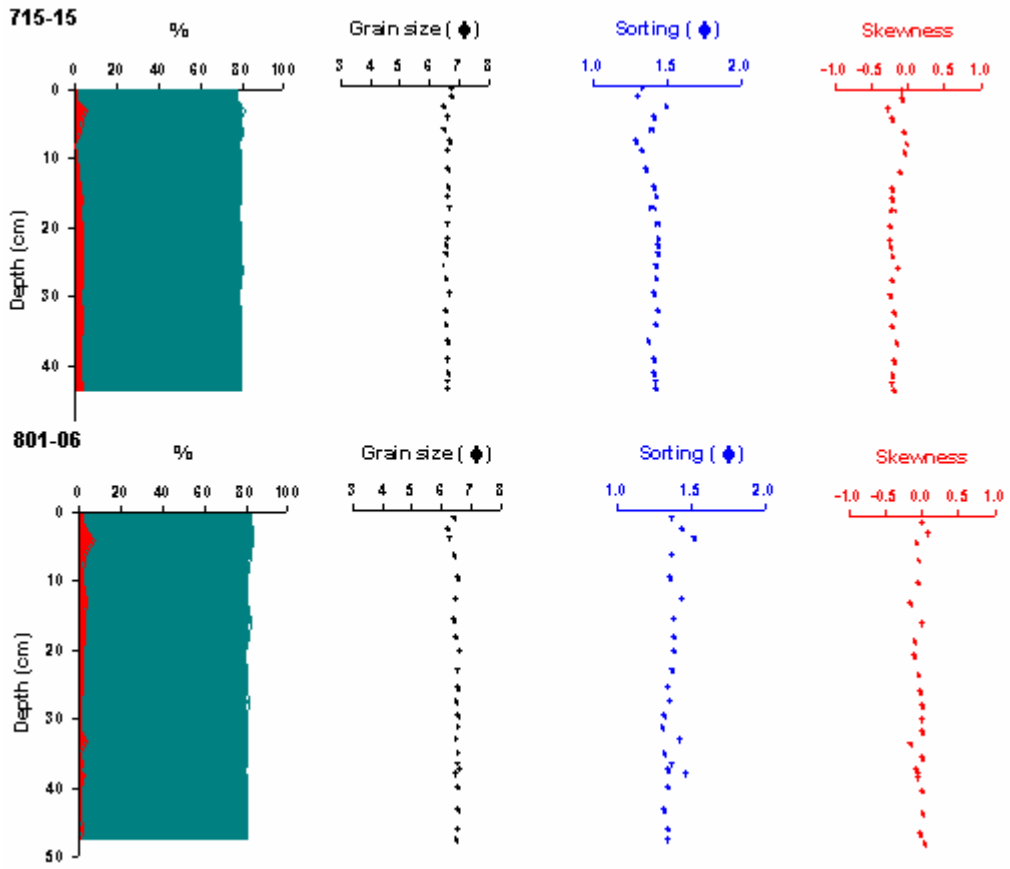
圖七、薄層細粒濁流沈積類之岩心粒徑資料。



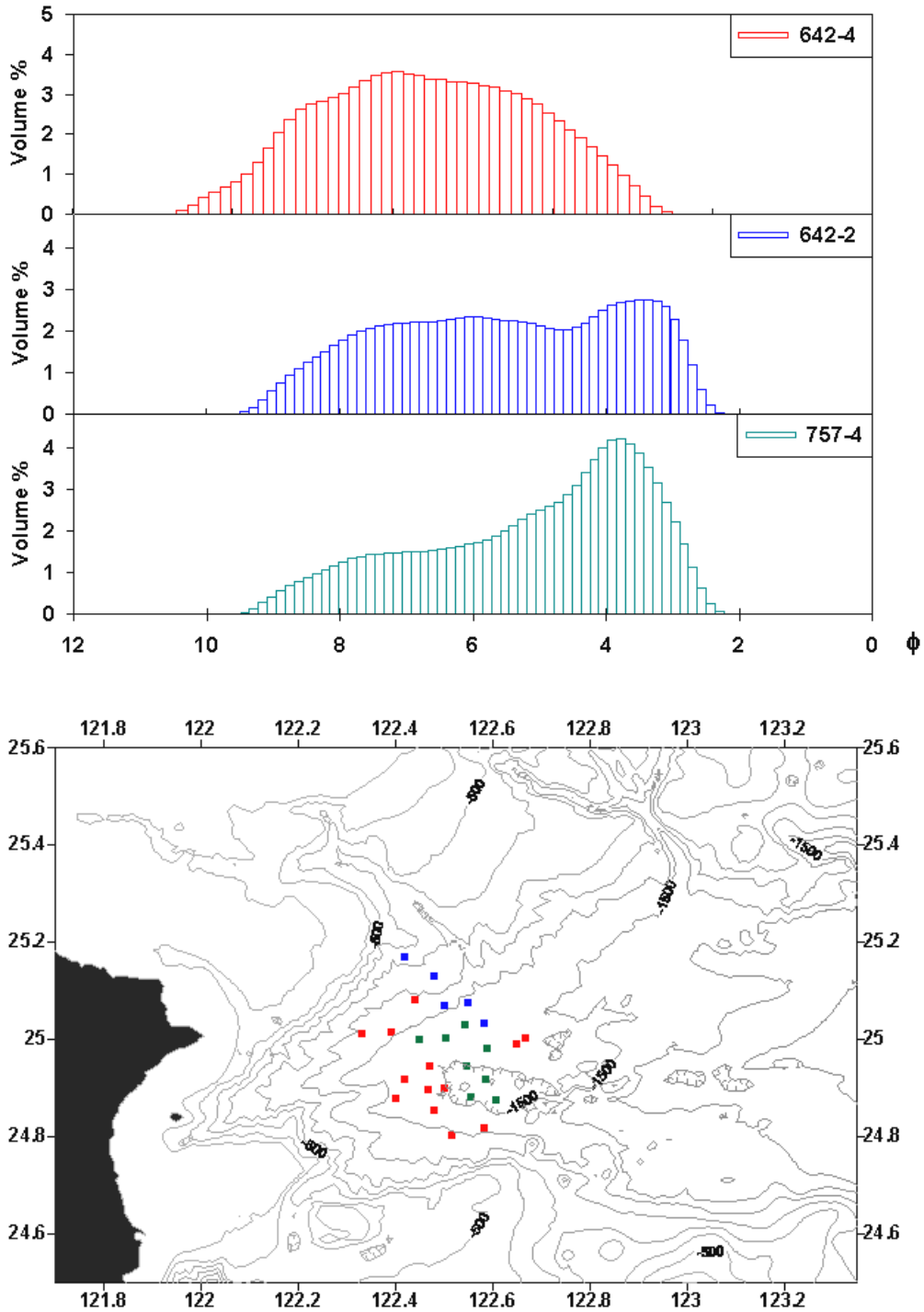
圖八、厚層細粒濁流沈積類之岩心粒徑資料。



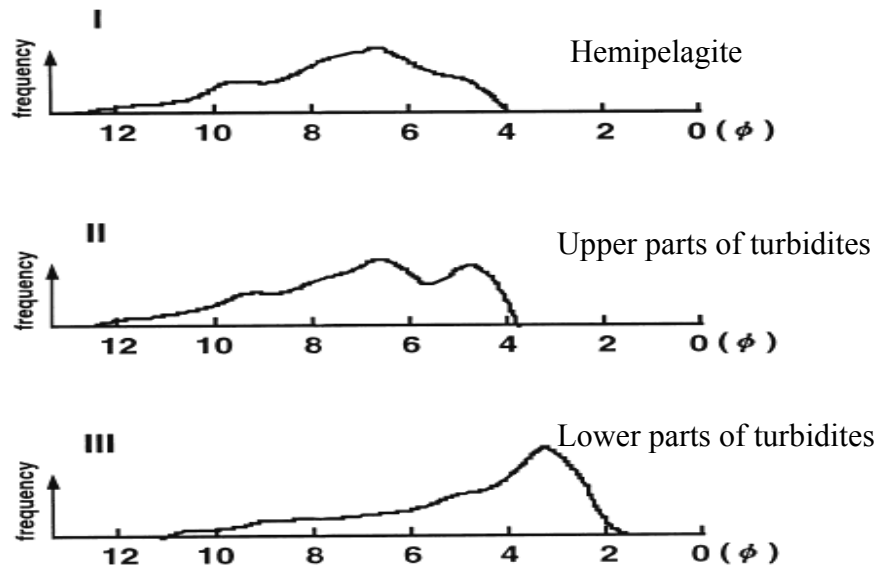
圖八、厚層細粒濁流沈積類之岩心粒徑資料 (續)



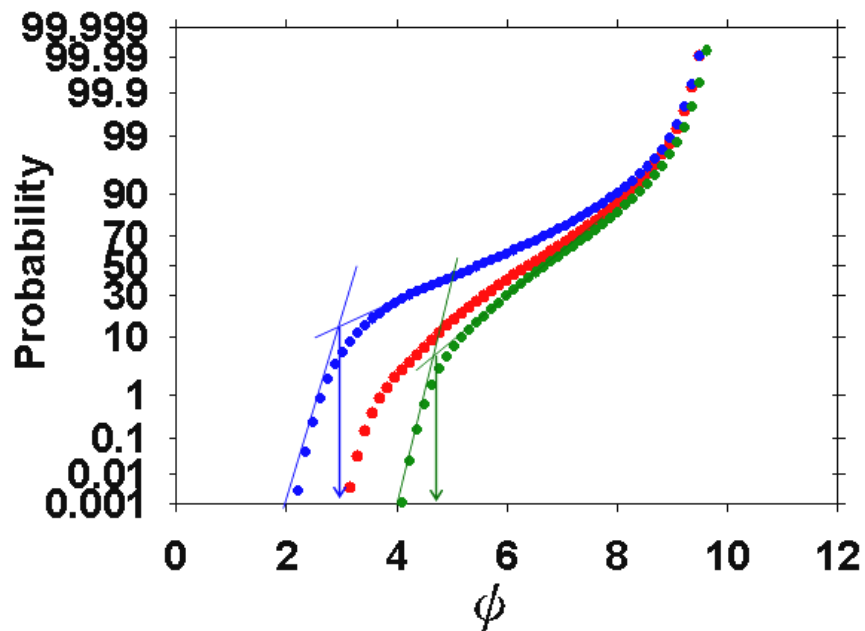
圖九、近洋沈積類之岩心粒徑資料。



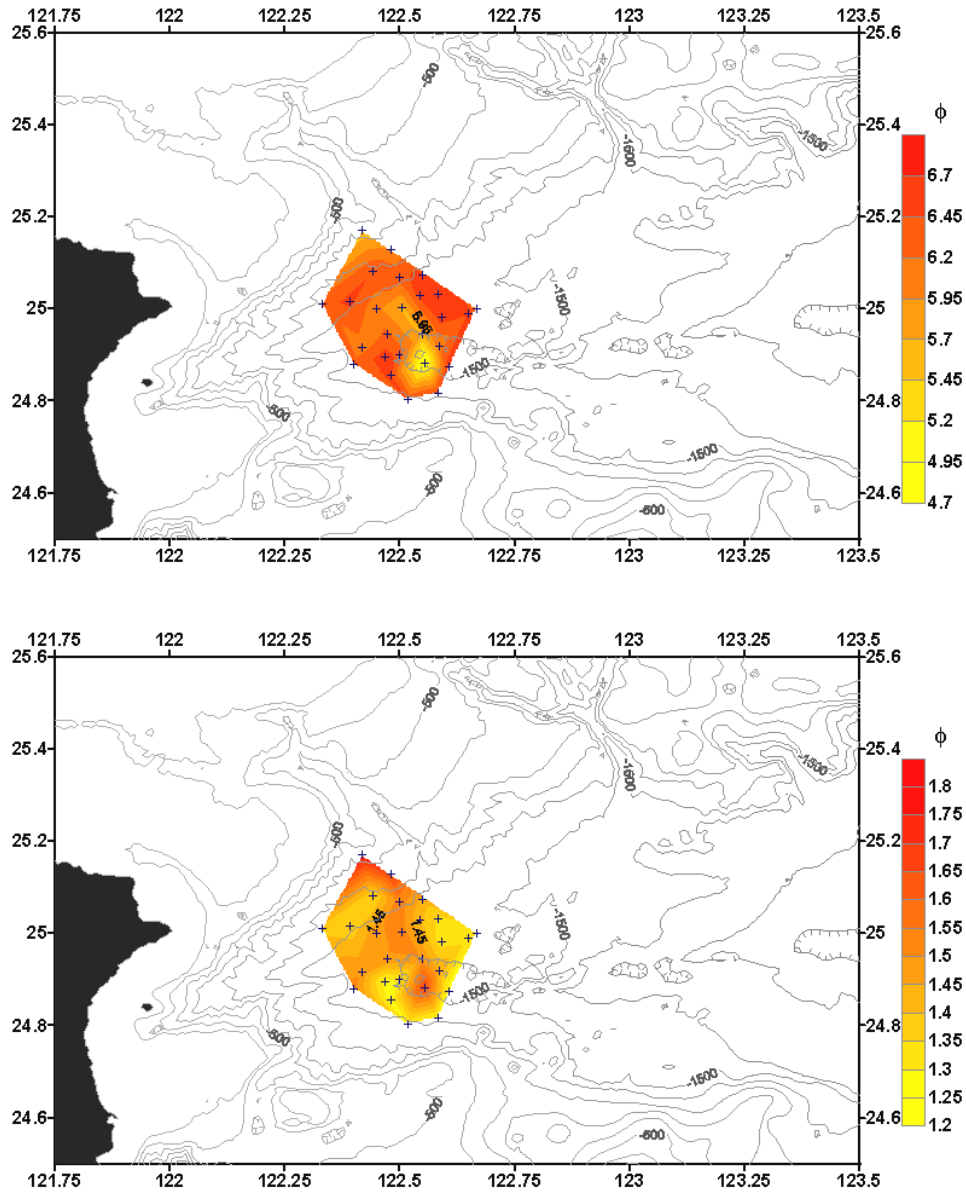
圖十、(上圖)不同之粒徑分布曲線：第一類樣本(以紅色標示)其粒徑分布曲線呈現常態分配，多位於海槽邊緣、濁流沈積中心外圍；第二類樣本(以藍色標示)其粒徑分布曲線呈現雙峯的現象，位於棉花峽谷下部；而第三類岩心(以綠色標示)則呈現細偏斜的粒徑分布曲線，位於南沖繩海槽最深處；(下圖)依不同粒徑分布曲線而區分成三類之樣本位置。



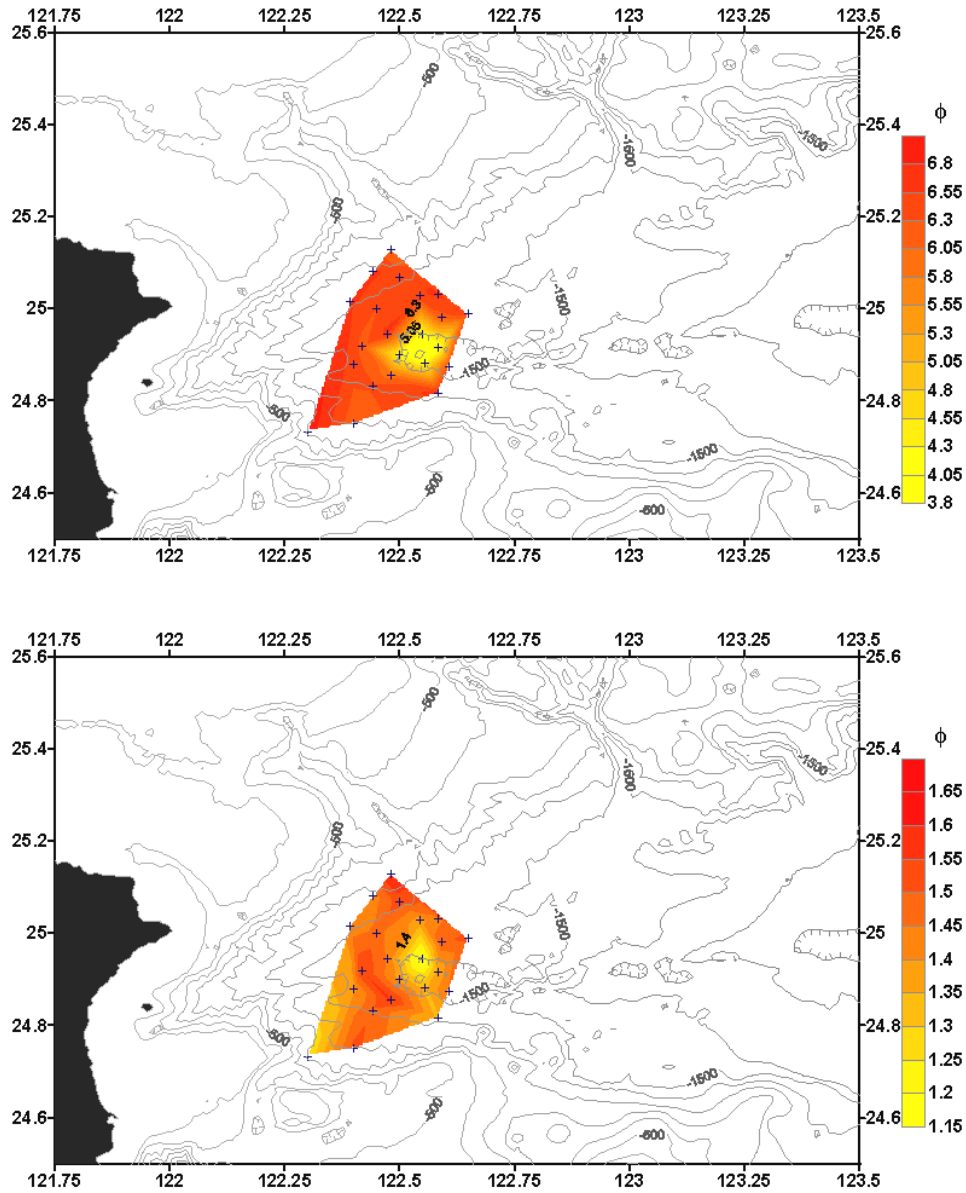
圖十一、近洋沈積物、上部濁流沈積物及下部濁流沈積物之粒徑分布曲線(Nakajima and Kanai, 2000)。



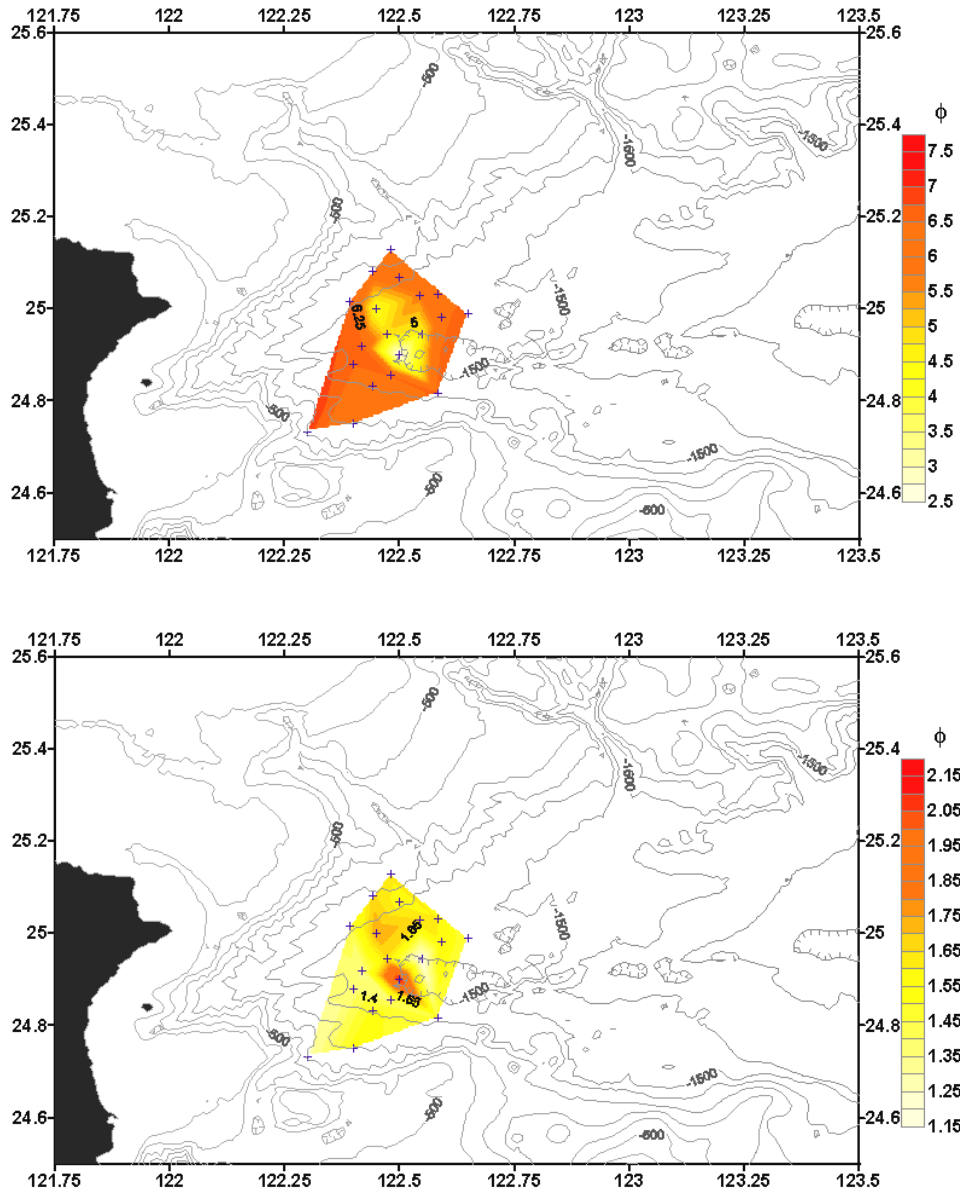
圖十二、粒徑資料之累積機率作圖，由圖中可看出第一類樣本（紅色）並無明顯的截切點存在，其他二類樣本將其截切點位置對應到粒徑值，可發現第二類樣本（藍色）截切點對應之粒徑值較第三類（綠色）為粗。



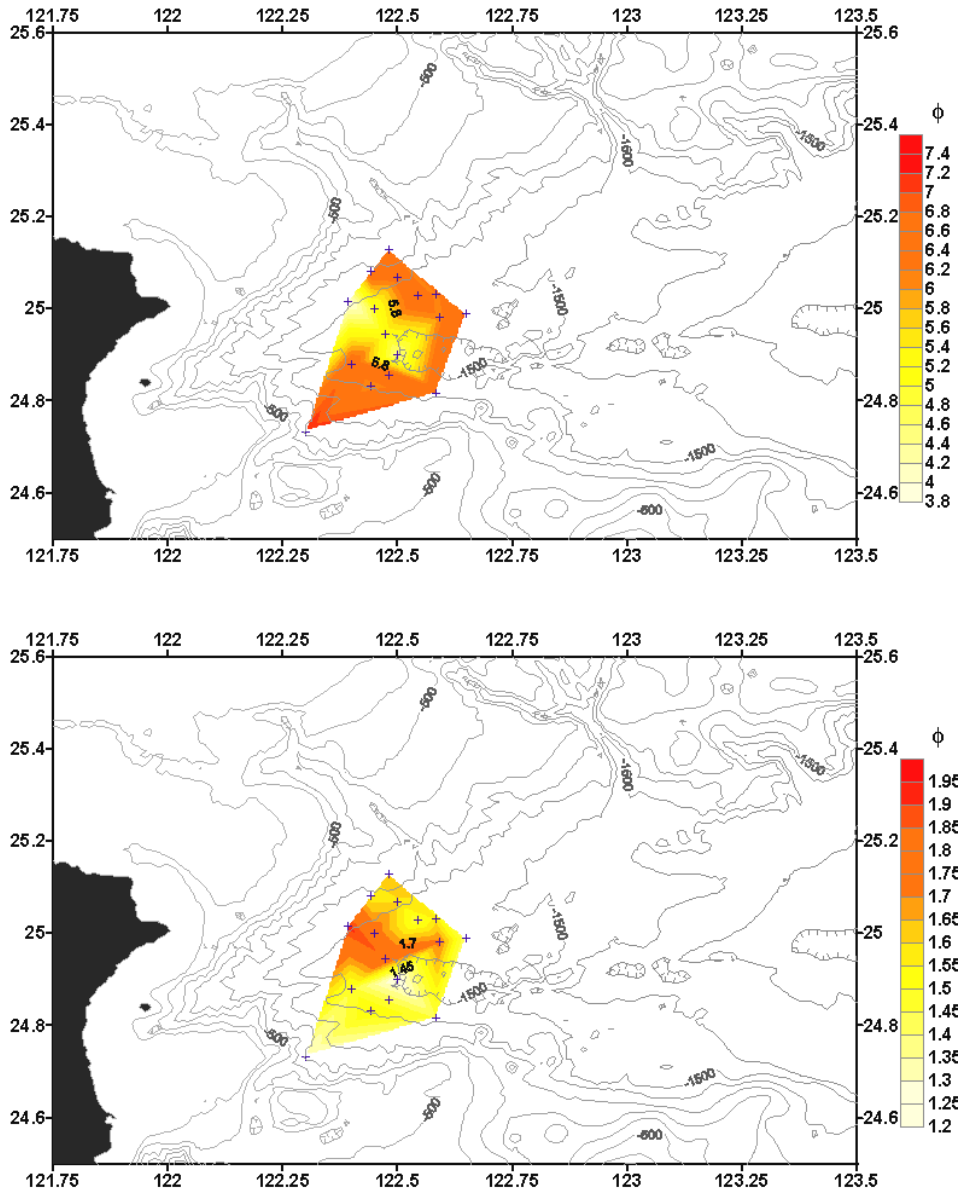
圖十三、2002 年地震引發濁流沈積物之粒徑中位數等值線圖（上圖）；淘選度等值線圖（下圖），+表示可使用的樣本點位置（共 26 個），從圖中可看出有粗顆粒沈積物從北坡之棉花峽谷向南傳輸至南坡邊緣的現象。



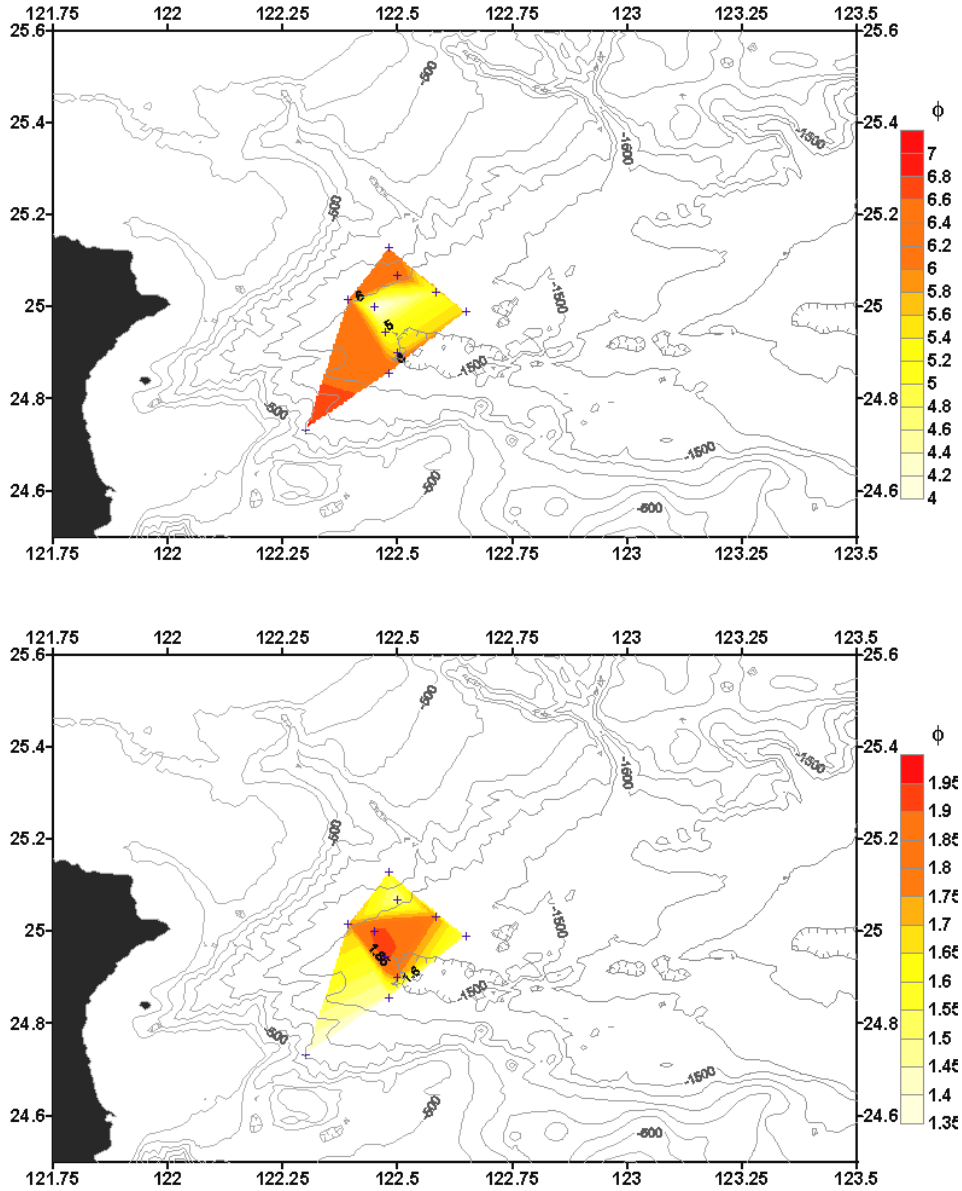
圖十四、1986 年地震引發濁流沈積物之粒徑中位數等值線圖（上圖）；淘選度等值線圖（下圖），+表示可使用的樣本點位置（共 22 個），在等值線圖中並不能看出濁流傳輸的方向。



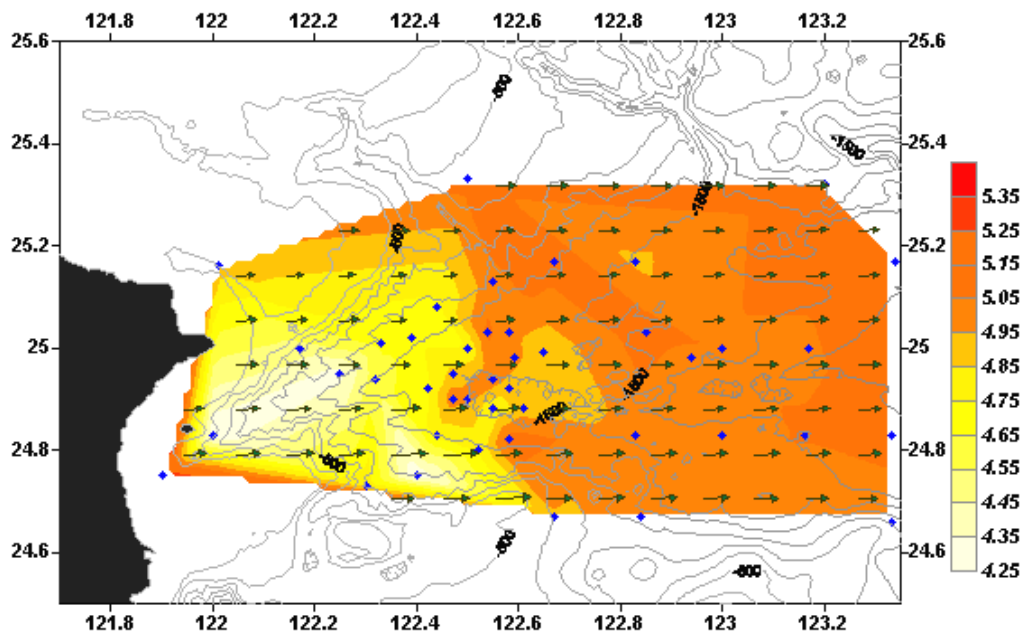
圖十五、1966 與 1959 年地震引發濁流沈積物之粒徑中位數等值線圖（上圖）；淘選度等值線圖（下圖），+ 表示可使用的樣本點位置（共 19 個），從圖中可看出有粗顆粒沈積物從北坡向南傳輸至南坡邊緣的現象。



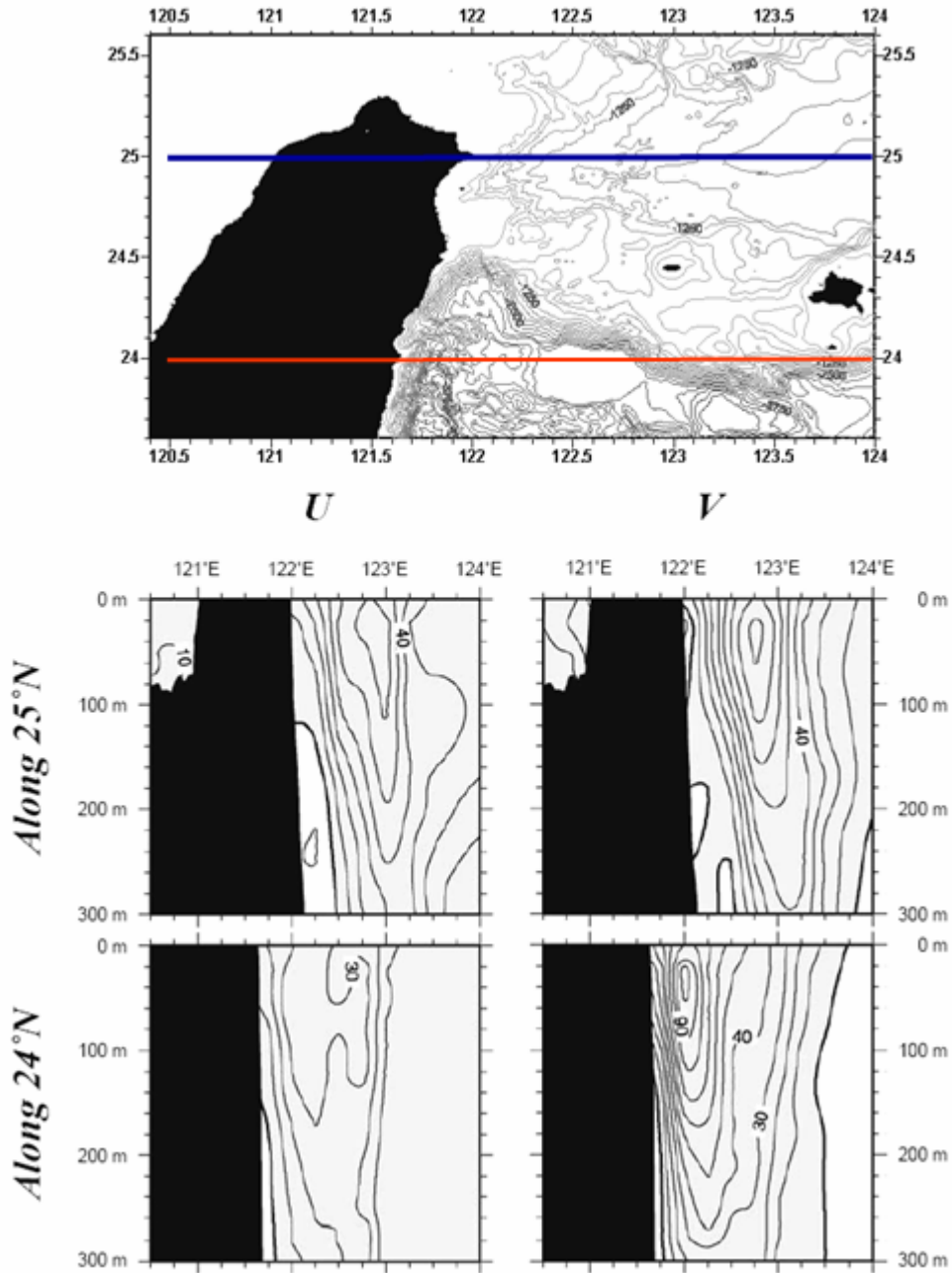
圖十六、1947 年地震引發濁流沈積物之粒徑中位數等值線圖（上圖）；淘選度等值線圖（下圖），+表示可使用的樣本點位置（共 16 個），從圖中可看出有粗顆粒沈積物從北坡向南傳輸至南坡邊緣的現象，其來源偏向西邊。



圖十七、1922 年地震引發濁流沈積物之粒徑中位數等值線圖（上圖）；淘選度等值線圖（下圖），+表示可使用的樣本點位置（共 10 個），等值線圖上並無呈現任何傳輸方向，推論可能是由於樣本點過少。



圖十八、利用粒徑趨勢分析結果畫出南沖繩海槽地區沈積物傳輸方向，◆表示樣本點位置，箭頭方向代表沈積物傳輸方向，顯示此區沈積物搬運方向主要由西向東傳輸。等值線圖呈現搬運方向的強度，可看出搬運方向強度在西端較弱。



圖十九、黑潮流經宜蘭海脊流速變化圖 (Liang *et al.*, 2003)，上圖藍線代表沿著 25°N 的流速剖面，紅線代表沿著 24°N 的流速剖面； U 表示東西方向，以東為正， V 表示南北方向，以北為正，陰影區為正值。由圖中可看出黑潮在未流經宜蘭海脊前，其 U 與 V 的流速較快，在流過宜蘭海脊後，其 U 與 V 的流速銳減，其流向往東偏轉。

計畫成果自評

本計畫執行至今，筆者完成雷射粒徑分析儀、數位式 X 光攝影系統及 α 能譜儀計測系統之購置及安裝工作，並完成 OR642、OR679、OR687、OR729、OR757 及 OR801 等航次岩心之分析工作，就實驗進度而言符合筆者之規劃。本計畫已完成濁流沈積物之空間分布調查，並配合微取樣分析濁流沈積物之粒徑分布與年代測定結果，整合討論南沖繩海槽濁流沈積物之潛在源區及可能傳輸途徑，目前正積極結合手上資料撰寫論文中。除上述研究工作外，去年恆春外海發生強震（2006/12/26； $M_L = 7.0$ ）導致海底電纜斷線，本研究亦利用台大海洋所地質組學生實習航次（OR825）之機會，於枋寮峽谷一帶進行變頻聲納探測及岩心採集工作，此一工作目前已完成屏東地震前、後變頻聲納剖面之分析（OR783、OR825）及部分岩心之粒徑與 X 光攝影工作，後續之沈積年代測定亦正逐次展開中。在此計畫之支持下，目前已有 一名碩士班學生畢業，另有兩位碩士班學生論文已近完成。在未來一年內預計將完成 2-3 篇論文之寫作與投稿。

附件 出席國際會議研究心得報告及發表論文

會議名稱 2007 歐洲地科聯盟大會 (EGU General Assembly 2007)
地點 奧地利維也納
日期 2007/4/15 ~ 4/20
報告人 蘇志杰 (國立臺灣大學海洋研究所 助理教授)

歐洲地科聯盟大會為每年歐洲地球科學界最大的科學會議，今年共有超過千名來自世界各國的海洋科學研究人員與會，為歐洲地球科學界之年度盛事。

由於會議規模盛大，議題甚多，各研究領域均爭取於此一會議中發表最新研究成果。此次會議中，筆者以“The characteristics and provenance of earthquake triggered submarine landslide deposits in the southern Okinawa Trough”為題宣讀論文，整理了過去分析南沖繩海槽岩心中地震引發之濁流沈積物的分析結果，並藉此機會與其他研究人員進行意見交流。此一研究發現，岩心中之濁流沈積層與臺灣東部外海發生之大規模海底地震 ($M_L > 6.8$) 間有著相當密切的關係。濁流沈積層的年代分別與 2002 年 M_L 6.8 (24.14°N, 122.19°E, 13.8 km)、1986 年 M_L 6.8 (23.99°N, 121.83°E, 15.0 km)、1966 年 M_L 7.8 (24.24°N, 122.67°E, 42 km)、1959 年 M_L 7.5 (25°N 122.5°E, 150 km)、1947 年 M_L 7.2 (24.8°N, 123°E, 110km) 及 1922 年 M_L 7.6 (24.6°N, 122.2°E, 20km) 等地震有關。由沈積物剖面的粒徑分布及 X 光攝影，我們發現具有濁流沈積層的箱型岩心可大致區分成三大類。其中第一類的岩心具有較薄的濁流沈積層，且其沈積物粒徑較小，這類岩心主要分布於研究區的外圍。第二類岩心的特徵為濁流沈積層厚度及沈積物顆粒都較第一類為大，主要分布於研究區的東北方。第三類岩心位於研究區的中部偏南方向，具有最厚的濁流沈積層，且其沈積物粒徑最大。此外 2002 年 3 月 31 日發生於花蓮外海之 331 地震所引發之濁流沈積物的分析結果顯示，331 地震所引發之濁流沈積物的源區可能位於南沖繩海槽的北部陸坡。其中棉花峽谷在崩塌物質的傳輸過程中扮演著重要的角色。沈積物粒徑分析的其他參數 (如：淘選、歪斜度及峰度等) 亦指出 2002 年的事件並非近源沈積。此外，筆者亦比較了地震與無地震期間南沖繩海槽沈積物來源與傳輸途徑之差異。結果顯示，在無地震影響沈積層之沈積物的主要來源應與蘭陽溪之輸出有關，且其傳布與黑潮之關係密切。

除此論文宣讀外，筆者亦利用與會期間與國外學者商談合作事宜，包括如何利用濁流沈積物進行古地震再現週期之研究及濁流沈積物中底棲性有孔蟲群落之差異性等。於會議後，筆者仍不斷收到歐洲地區學者之電子郵件討論海洋地質災害之相關研究工作。此次會議期間筆者深感此一會議提供不同領域的地科研究人員互相交流、學習的機會。但也因會議龐大，使筆者無法有充分時間參與各個筆者有興趣的主題，不過總體來說仍是受益良多。

The characteristics and provenance of earthquake triggered submarine landslide deposits in the southern Okinawa Trough

C. Su (1), C. Ling (2)

(1) Institute of Oceanography, National Taiwan University, Taiwan, (2) Department of Geosciences, National Taiwan University, Taiwan (donccsu@ntu.edu.tw / Phone: +886-2-23631810)

The Okinawa Trough is an active, incipient, intracontinental backarc basin formed behind the Ryukyu arc-trench system in the western Pacific. Owing to its special geological and hydrological settings, it acts like an efficient receptacle for sediments from Taiwan and the East China Sea shelf. The high sediment flux let us have an opportunity to obtain a high-resolution record of the seismo-turbidites. Such a record might make it possible to identify the spatial and temporal variation of grain size between different earthquake events.

Grain size analysis and X-radiograph results have been used to identify the turbidite layers and their sedimentological features in the box cores. From these data, we find that the box cores which containing turbidite layers can be divided into three categories. According to their thickness and grain size analysis results, the box cores which belong to the first category are thinner than other two categories and located surrounding outside of the turbidite deposition zone. In the second category, the thickness and grain size of the turbidite layers are larger than the first category. These cores are sited in the northern part of the turbidite deposition zone. For the last category, which located at the southern part of the turbidite deposition zone, have the thickest turbidite layers and largest grain size than other categories. The grain size profiles also indicate that there is a fining-upward trend in thick turbidite layers.

For the sake of understanding the transport of turbidites generated by the Hualien Earthquake ($M_L 6.8$) on March 31, 2002, we analyzed the sediment layers which represent the year of 2002 in our core samples. The spatial distribution of grain size reveals that the earthquake triggered turbidity current may delivered sediments from the north continental slope of the SOT (between the Mien-Hua Canyon and Keelung Sea Valley) and stopped at the deepest part of the SOT. For the turbidites triggered by the 1966 $M_L 7.8$ (24.24°N , 122.67°E), the 1959 $M_L 7.5$ (25°N 122.5°E) and the 1947 $M_L 7.2$ (24.8°N , 123°E) earthquakes show the same pattern with Hualien Earthquake. However there seems no clear transport direction for the 1986 $M_L 6.8$ (23.99°N , 121.83°E) earthquake.

We also picked samples from non-turbidite section for grain size trend analysis to understand the transport of sediments during the non-earthquake influence periods. The result suggested that the Kuroshio is the dominant factor that influences the transport of sediments in the SOT, and the Lan-Yang River and eastern Taiwan might be the major source of these sediments.

出席國際會議研究心得報告及發表論文

會議名稱 2007 歐洲地科聯盟大會 (EGU General Assembly 2007)
地點 奧地利維也納
日期 2007/4/15 ~ 4/20
報告人 蘇志杰 (國立臺灣大學海洋研究所 助理教授)

歐洲地科聯盟大會為每年歐洲地球科學界最大的科學會議，今年共有超過千名來自世界各國的海洋科學研究人員與會，為歐洲地球科學界之年度盛事。

由於會議規模盛大，議題甚多，各研究領域均爭取於此一會議中發表最新研究成果。此次會議中，筆者以“The characteristics and provenance of earthquake triggered submarine landslide deposits in the southern Okinawa Trough”為題宣讀論文，整理了過去分析南沖繩海槽岩心中地震引發之濁流沈積物的分析結果，並藉此機會與其他研究人員進行意見交流。此一研究發現，岩心中之濁流沈積層與臺灣東部外海發生之大規模海底地震 ($M_L > 6.8$) 間有著相當密切的關係。濁流沈積層的年代分別與 2002 年 M_L 6.8 (24.14°N, 122.19°E, 13.8 km)、1986 年 M_L 6.8 (23.99°N, 121.83°E, 15.0 km)、1966 年 M_L 7.8 (24.24°N, 122.67°E, 42 km)、1959 年 M_L 7.5 (25°N 122.5°E, 150 km)、1947 年 M_L 7.2 (24.8°N, 123°E, 110km) 及 1922 年 M_L 7.6 (24.6°N, 122.2°E, 20km) 等地震有關。由沈積物剖面的粒徑分布及 X 光攝影，我們發現具有濁流沈積層的箱型岩心可大致區分成三大類。其中第一類的岩心具有較薄的濁流沈積層，且其沈積物粒徑較小，這類岩心主要分布於研究區的外圍。第二類岩心的特徵為濁流沈積層厚度及沈積物顆粒都較第一類為大，主要分布於研究區的東北方。第三類岩心位於研究區的中部偏南方向，具有最厚的濁流沈積層，且其沈積物粒徑最大。此外 2002 年 3 月 31 日發生於花蓮外海之 331 地震所引發之濁流沈積物的分析結果顯示，331 地震所引發之濁流沈積物的源區可能位於南沖繩海槽的北部陸坡。其中棉花峽谷在崩塌物質的傳輸過程中扮演著重要的角色。沈積物粒徑分析的其他參數 (如：淘選、歪斜度及峰度等) 亦指出 2002 年的事件並非近源沈積。此外，筆者亦比較了地震與無地震期間南沖繩海槽沈積物來源與傳輸途徑之差異。結果顯示，在無地震影響沈積層之沈積物的主要來源應與蘭陽溪之輸出有關，且其傳布與黑潮之關係密切。

除此論文宣讀外，筆者亦利用與會期間與國外學者商談合作事宜，包括如何利用濁流沈積物進行古地震再現週期之研究及濁流沈積物中底棲性有孔蟲群落之差異性等。於會議後，筆者仍不斷收到歐洲地區學者之電子郵件討論海洋地質災害之相關研究工作。此次會議期間筆者深感此一會議提供不同領域的地科研究人員互相交流、學習的機會。但也因會議龐大，使筆者無法有充分時間參與各個筆者有興趣的主題，不過總體來說仍是受益良多。

The characteristics and provenance of earthquake triggered submarine landslide deposits in the southern Okinawa Trough

C. Su (1), C. Ling (2)

(1) Institute of Oceanography, National Taiwan University, Taiwan, (2) Department of Geosciences, National Taiwan University, Taiwan (donccsu@ntu.edu.tw / Phone: +886-2-23631810)

The Okinawa Trough is an active, incipient, intracontinental backarc basin formed behind the Ryukyu arc-trench system in the western Pacific. Owing to its special geological and hydrological settings, it acts like an efficient receptacle for sediments from Taiwan and the East China Sea shelf. The high sediment flux let us have an opportunity to obtain a high-resolution record of the seismo-turbidites. Such a record might make it possible to identify the spatial and temporal variation of grain size between different earthquake events.

Grain size analysis and X-radiograph results have been used to identify the turbidite layers and their sedimentological features in the box cores. From these data, we find that the box cores which containing turbidite layers can be divided into three categories. According to their thickness and grain size analysis results, the box cores which belong to the first category are thinner than other two categories and located surrounding outside of the turbidite deposition zone. In the second category, the thickness and grain size of the turbidite layers are larger than the first category. These cores are sited in the northern part of the turbidite deposition zone. For the last category, which located at the southern part of the turbidite deposition zone, have the thickest turbidite layers and largest grain size than other categories. The grain size profiles also indicate that there is a fining-upward trend in thick turbidite layers.

For the sake of understanding the transport of turbidites generated by the Hualien Earthquake ($M_L 6.8$) on March 31, 2002, we analyzed the sediment layers which represent the year of 2002 in our core samples. The spatial distribution of grain size reveals that the earthquake triggered turbidity current may delivered sediments from the north continental slope of the SOT (between the Mien-Hua Canyon and Keelung Sea Valley) and stopped at the deepest part of the SOT. For the turbidites triggered by the 1966 $M_L 7.8$ (24.24°N , 122.67°E), the 1959 $M_L 7.5$ (25°N 122.5°E) and the 1947 $M_L 7.2$ (24.8°N , 123°E) earthquakes show the same pattern with Hualien Earthquake. However there seems no clear transport direction for the 1986 $M_L 6.8$ (23.99°N , 121.83°E) earthquake.

We also picked samples from non-turbidite section for grain size trend analysis to understand the transport of sediments during the non-earthquake influence periods. The result suggested that the Kuroshio is the dominant factor that influences the transport of sediments in the SOT, and the Lan-Yang River and eastern Taiwan might be the major source of these sediments.