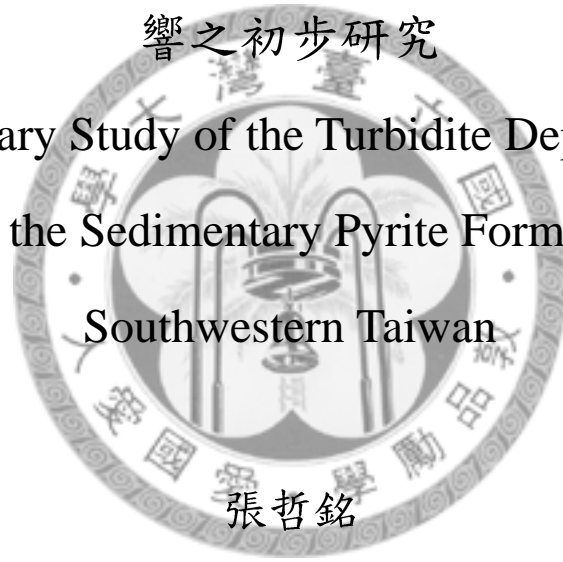


國立台灣大學理學院海洋研究所
碩士論文

Graduate Institute of Oceanography
College of Science
National Taiwan University
Master Thesis

台灣西南海域濁流沈積對沈積型黃鐵礦化作用影
響之初步研究

Preliminary Study of the Turbidite Depositional
Influences on the Sedimentary Pyrite Formation Offshore
Southwestern Taiwan



張哲銘

Chang, Che-Ming

指導教授：王珮玲 博士

Advisor: Wang, Pei-Ling, Ph.D.

中華民國 101 年 1 月

January, 2012

國立臺灣大學 碩士學位論文
口試委員會審定書

台灣西南海域濁流沈積對沈積型黃鐵礦化作用影響之
初步研究

Preliminary Study of the Turbidite Depositional Influences
on the Sedimentary Pyrite Formation Offshore
Southwestern Taiwan

本論文係 張哲銘 (R97241309) 在國立臺灣大學海洋研究所完成
之碩士學位論文，於民國 101 年 01 月 30 日承下列考試委員審查通過
及口試及格，特此證明

口試委員：

王 佩 玲 (簽名)

(指導教授)
林 志 忠

薛 志 忠

陳 惠 芬

林 曉 武

系主任、所長

戴 昌 鳳 (簽名)

誌謝

這本論文的完成首先最要感謝的是王珮玲老師，在我念碩士班三年半以來不論是文章的閱讀、實驗中遇到的困難和計算以及論文上的問題等，總是辛勤的指導並給予幫助，儘管我常要聽很多次才懂，但老師總是耐心的教導，非常感謝老師。林立虹老師、蘇志杰老師、林曉武老師和陳惠芬老師亦給予學生論文上的許多建議，使學生受益良多，並有助於思考。

感謝本實驗室的夥伴們，哲維和小靜學姐總是耐心的幫助我實驗中的計算，劭璿、韻如、婷文學姐、玫錦、嘉璘、光忻、永欣、宛鈴、文瑜、英如學姐、三六九、興麟學姐、季融學姐以及 Sep 學長，在我三年半的碩士班日子裡，實驗室的 meeting、聚餐以及日常等，因為有大家而氣氛和諧融洽，在我寫論文和口試時還有人加油打氣，這段日子有你們真好。

感謝 014 研究室的夥伴們，純伶總是會幫忙我實驗上的問題，Roger、秉濤和鼎豪在我寫論文時總是待在研究室伴我度過漫漫長夜，不致感到孤單。Roger 和其郁、屁江、屹雅以及積慶的加油打氣、鼎豪陪看電影，研究室的開心果昱彤、李律的吉他聲和鈺婷，為這間研究室增添不少歡樂及悠閒的氣氛，使我在寫論文時壓力減輕許多，促使我更有毅力去完成論文，謝謝你們。

感謝好友威宇、邵彥、雅蘭你們，威宇經常陪我去吃吃到飽解悶，邵彥和雅蘭總是會找我去吃一些好吃的店和逛街、看電影，解除我做實驗時遇到困難的煩悶心情。

另外還要感謝在我經常遇到機器有問題時還空出很多時間幫我測試機器的美吟，還有在我緊急時願意幫我印畢業海報的劉家瑄老師實驗室，感謝幫忙。

最後要感謝家人，一直支持鼓勵我讓我能完成學業，沒有怨言，真的很不容易，感謝你們。

謹將此論文獻給所有在我的研究所生活中曾幫助過我的人。

摘要

海洋沈積物中進行的黃鐵礦化作用是全球碳、硫、鐵循環的重要步驟之一，而本文的研究目的在於瞭解濁流沈積物中黃鐵礦化的特徵，以及影響沈積物黃鐵礦化程度的因素。本研究選擇位於台灣西南海域高屏海底峽谷及枋寮海底峽谷中含有濁流沈積物的岩芯進行分析，其中高屏海底峽谷有來自陸上高屏溪輸入的濁流沈積，枋寮海底峽谷則有來自海底邊坡崩塌的濁流沈積物，分析項目包含沈積物有機碳含量、氮含量、黃鐵礦-硫含量與鐵物種含量。

高屏海底峽谷同一岩芯中濁流沈積物較非濁流沈積物中產生較多黃鐵礦，水深較深的濁流沈積物相較於水深較淺的濁流沈積物中也有較多黃鐵礦，但估算的原始有機碳含量及原始鐵含量在濁流沈積物中均未明顯較多，因此有機碳與鐵物種含量並未控制黃鐵礦的產量。濁流沈積物的黃鐵礦化程度均大於非濁流沈積物，且峽谷深處的濁流沈積物的黃鐵礦化程度大於峽谷淺處的濁流沈積物，因此推測濁流的快速沈積事件以及水深的增加是促進黃鐵礦產生的主要因素。

枋寮海底峽谷淺處濁流沈積物中的黃鐵礦含量與黃鐵礦化程度也高於非濁流沈積物，但估算的原始有機碳及原始鐵含量在濁流沈積物中也未明顯增加，碳氮比值亦顯示有機物的來源相近，說明有機碳的供應量、來源以及鐵物種含量均非造成濁流沈積物中黃鐵礦含量增加的因素。此外峽谷深處穩定沈積的沈積物原始有機碳含量、原始鐵物種含量、黃鐵礦化程度的結果均低於峽谷淺處沈積物，顯示枋寮海底峽谷深處沈積物黃鐵礦的產量與有機碳含量及鐵物種含量有關，而水深的增加可能是造成上述因子變化的因素。

綜合來看，本研究顯示高屏海底峽谷與枋寮海底峽谷濁流沈積物相較於非濁流沈積物可產生相對較多的黃鐵礦，可能是快速的濁流堆積產生了局部的還原環境，有利於有機碳、含鐵礦物及硫化氫的保存，而促進微生物硫酸鹽還原作用進行，並使黃鐵礦化程度增加而埋藏了較多的黃鐵礦。

關鍵字：海底峽谷、濁流、有機碳、沈積型黃鐵礦、黃鐵礦化程度



Abstract

Sedimentary pyrite formation is one of the most important processes controlling the global C-S-Fe cycle. The aim of this study is to evaluate the turbidite depositional influences on the sedimentary pyrite formation offshore southwestern Taiwan. Previous studies suggested that the turbidite deposits were derived from the Gaoping river in the Gaoping canyon and were transported from the sliding of adjacent slope in the Fangliau canyon. This study performs several geochemical analyses, including organic carbon, nitrogen, pyrite and reactive iron content in sediments to investigate the difference between turbidite and non-turbidite deposits.

The pyrite content is higher in turbidite deposits than non-turbidite deposits in the same cores and the deeper turbidite deposits contain more pyrite than that in the shallower turbidite deposits in the Gaoping canyon. However, the calculated initial total organic carbon and reactive iron content among these cores are not significantly different. Thus, the pyrite formation may be not controlled by the supply of organic carbon and reactive iron. The rapid deposition and deeper water depth may enhance the degree of pyritization in the turbidite deposits.

The turbidite deposits in the Fangliau canyon show similar behavior with that in the Gaoping canyon. The pyrite content increases in turbidite deposits but is not related to the calculated initial organic carbon content, C_{org}/N_{total} ratio and reactive iron content. Besides, the organic carbon, reactive iron and pyrite contents are lower in deeper non-turbidite deposits in the Fangliau Canyon, which infers that the organic carbon and reactive iron may control the degree of pyritization in different water depth.

In summary, the result indicates that the pyrite content is higher in turbidite deposits both in the Gaoping canyon and the Fangliau canyon. It may infer that a relatively reduced environment could provide by turbidite deposits, which enhances

the preservation of organic carbon, iron minerals and sulfide and then increases the degree of pyritization in the turbidite deposits.

Key words: submarine canyon, turbidite, organic carbon, sedimentary pyrite, degree of pyritization



目錄

口試委員會審定書	i
誌謝	ii
摘要	iii
Abstract	v
目錄	vii
圖目錄	ix
表目錄	x
附錄目錄	xi
第一章 緒論	1
1.1 前言	1
1.2 沈積型黃鐵礦的形成機制	1
1.3 限制沈積型黃鐵礦形成的因素	1
1.4 台灣鄰近海域的沈積型黃鐵礦研究	4
1.5 研究區域	5
1.6 研究目的	5
第二章 樣本處理與分析	10
2.1 沈積物中的碳、氮元素分析	10
2.2 沈積物中黃鐵礦萃取與含量測定	12
2.3 沈積物中鐵物種萃取與含量測定	12
第三章 分析結果	14
3.1 沈積物中總碳、總氮、有機碳、無機碳含量	14
3.2 沈積物中鐵物種含量	18
3.3 沈積物中黃鐵礦含量	21
第四章 討論	23

4.1 高屏海底峽谷中影響沈積型黃鐵礦形成的因素.....	23
4.1.1. 有機物供應的影響.....	23
4.1.2. 鐵物種變化與供應的影響.....	25
4.1.3. 黃鐵礦化程度.....	26
4.2 枋寮海底峽谷中影響沈積型黃鐵礦形成的因素.....	29
4.2.1. 有機物供應的影響.....	29
4.2.2. 鐵物種變化與供應的影響.....	30
4.2.3. 黃鐵礦化程度.....	30
4.3 高屏海底峽谷與枋寮海底峽谷之比較與綜合討論.....	31
第五章 結論.....	38
參考文獻.....	39
附錄.....	41



圖目錄

圖 1-1 沈積物中微生物消耗有機物之代謝作用.....	7
圖 1-2 沈積型黃鐵礦形成之過程.....	7
圖 1-3 台灣南部海域海底地形圖.....	8
圖 1-4 研究區域岩芯採樣站位圖.....	9
圖 2-1 實驗分析流程.....	10
圖 2-2 元素分析儀.....	11
圖 3-1 峽谷沈積物岩芯深度與碳、氮含量之關係.....	17
圖 3-2 峽谷沈積物岩芯深度與各個鐵物種含量之關係.....	20
圖 3-3 峽谷沈積物岩芯深度與黃鐵礦含量之關係.....	22
圖 4-1 峽谷沈積物岩芯深度與碳氮比值之關係.....	32
圖 4-2 峽谷沈積物岩芯深度與碳硫比值之關係.....	33
圖 4-3 峽谷沈積物各岩芯有機碳含量與黃鐵礦含量之關係.....	34
圖 4-4 峽谷沈積物各岩芯 Fe_D 佔 Fe_{RH} 鐵物種含量百分比之關係.....	35
圖 4-5 峽谷沈積物岩芯深度與黃鐵礦化程度之關係.....	36
圖 4-6 峽谷沈積物部分岩芯水深與各黃鐵礦化特徵參數之關係.....	37

表目錄

表 1-1 本文所用岩芯的站位資料.....9



附錄目錄

附錄表一、OR1-785BC9A 岩芯資料.....	41
附錄表二、OR1-785BC8A 岩芯資料.....	44
附錄表三、OR1-785BC2A 岩芯資料.....	47
附錄表四、OR1-785GC2A 岩芯資料.....	50
附錄表五、OR1-825BC16 岩芯資料.....	53
附錄表六、OR1-853GT5 岩芯資料.....	56



第一章 緒論

1.1 前言

黃鐵礦是地球上一種常見的硫化物礦物，它在高溫環境和低溫環境中均可產出。岩漿分液作用或接觸變質作用形成的礦床，或是熱液礦脈等高溫環境中，黃鐵礦是以塊體的產狀出現的。形成於沈積物及沈積岩等低溫環境中的黃鐵礦，屬於自生礦物，其產狀為莓狀體 (framboidal pyrite) (Otero et al., 2003) 或呈絲狀的構造 (陳儀清, 1997)。這類在沈積物中經由微生物硫酸鹽還原作用而生成的黃鐵礦，被稱為沈積型黃鐵礦 (sedimentary pyrite) (Berner, 1970)。

1.2 沈積型黃鐵礦的形成機制

微生物硫酸鹽還原作用是沈積物在埋藏過程中，有機物經由微生物代謝氧化的化學反應之一。在一般海洋沈積物中，沈積物在有氧的海底堆積，孔隙水中的溶氧量隨深度增加而降低，微生物氧化有機物以獲取能量所使用的電子接收者不同，電子接收者的使用依序是 O_2 , NO_3^- , Mn^{4+} , Fe^{3+} , SO_4^{2-} 。在海水中溶氧和 SO_4^{2-} 是主要電子接收者，因此微生物好氧呼吸作用及硫酸鹽還原作用是海洋沈積物中主要將有機物分解的作用 (圖 1-1)。

沈積型黃鐵礦廣泛分布於沈積岩與海洋沈積物裡，是早期成岩作用的重要產物之一。當沈積物中的溶氧被耗盡，硫酸鹽還原菌便開始氧化有機物和還原硫酸鹽並產生硫化氫，硫化氫與沈積物中的含鐵礦物反應，產生硫化鐵礦物，例如 greigite、mackinawite、pyrrhotite 等，部分硫化鐵礦物和硫化氫被孔隙水中少量溶氧氧化產生元素硫，元素硫再與硫化鐵礦物反應，最終形成黃鐵礦 (Berner, 1970; Berner, 1984) (圖 1-2)。

1.3 限制沈積型黃鐵礦形成的因素

沈積物中限制黃鐵礦形成的重要因素為有機碳的供應量、孔隙水中的硫酸鹽濃度及含鐵礦物的含量 (Berner, 1970)。有機碳的供應量直接影響微生物硫酸鹽還原作用的進行，而新鮮易被分解的有機碳可支持快速的微生物硫酸鹽還原作用

(Berner, 1984; Westrich and Berner, 1984)。沈積速率的快慢可控制有機碳埋藏的速率，快速沈降的沈積物其所含的有機物在被耗氧氧化分解前即已進入缺氧環境，可供硫酸鹽還原菌進行硫酸鹽還原作用，因此相對於沈積速率慢的沈積物，可產生較高之硫酸鹽還原速率進而產生較高含量之黃鐵礦 (Goldhaber, 1974)。一般海洋沈積物的有機碳含量有限，因此有機碳通常是限制黃鐵礦形成的主要因素 (Berner, 1982)，而有機碳含量的增加與黃鐵礦含量的增加成正比關係，因此常被作為一般海洋沈積物中有機碳限制黃鐵礦產生的證據 (Berner, 1982; Berner and Raiswell, 1983)。

海洋沈積物中黃鐵礦的形成所需的硫酸鹽主要來自海水中溶解的硫酸鹽離子，一般海水中的硫酸鹽供應充足，硫酸鹽不限制黃鐵礦的形成，而陸地淡水沈積環境所含硫酸鹽濃度較低，因而限制黃鐵礦的形成 (Berner and Raiswell, 1984)。

沈積型黃鐵礦的形成過程中，含鐵礦物在缺氧環境中被還原成二價鐵再與硫化氫反應形成黃鐵礦，沈積物中各種含鐵礦物的鐵反應形成黃鐵礦所需的時間長短不同，其中以氧化鐵、氫氧化鐵等礦物的鐵較含鐵硫酸鹽礦物的鐵容易在缺氧環境中還原成二價鐵而與硫化氫反應形成黃鐵礦 (Raiswell and Canfield, 1998)。在缺氧的還原性海盆環境 (例如 Black sea) 有機碳在缺氧的水體中被微生物代謝氧化產生硫化氫，含鐵礦物在含硫化氫的水體中被還原成鐵離子，鐵離子在含硫化氫的水中側向遷移以及沈積物中的含鐵礦物長期和硫化氫反應，使黃鐵礦含量增加，因此含鐵礦物的含量及組成影響還原性海盆環境的黃鐵礦生成 (Lyons and Severmann, 2006)。

對於古代頁岩及現代沈積物的研究均發現有機碳的含量與黃鐵礦的含量存在正向關係，且與鹽度有關 (Berner, 1982; Berner and Raiswell, 1983, 1984)。前人提出以有機碳的碳含量與黃鐵礦的硫含量的碳硫比值 (C/S) 作為區分缺氧沈積環境(anoxic)、一般海洋沈積環境及淡水沈積環境的古鹽度指標，其中缺氧沈積

環境中因鐵離子可長期和硫化氫反應產生黃鐵礦而使 C/S 偏低，淡水沈積環境則因硫酸鹽濃度低，有機碳無法被硫酸鹽還原作用消耗而可大量累積使 C/S 偏高，而一般海洋沈積物之 C/S 約為 2.8 ± 1.5 (Berner and Raiswell, 1984)。

為了評估沈積物中鐵的硫化程度，前人提出以黃鐵礦的鐵含量佔所有最終潛在可反應成黃鐵礦的鐵含量的比例表示 (Berner, 1970)，黃鐵礦化程度 (degree of pyritization, DOP) 的定義如下式：

$$DOP = \frac{\text{pyrite Fe}}{\text{pyrite Fe} + \text{acid extractable Fe}} \dots\dots\dots \text{式 1-1}$$

一般海洋沈積物中，沈積型黃鐵礦的形成發生在沈積物和水交界面之下的缺氧環境，由於一般海洋沈積物上方覆蓋有氧的底水 (bottom water) 且沈積物表層生物的擾動也可增加沈積物中的溶氧量，造成黃鐵礦的被氧化而使黃鐵礦難以保存，最終降低黃鐵礦化程度。而無氧環境 (euxinic) 沈積環境中，有機物經由微生物硫酸鹽還原作用產生的硫化氫不受生物擾動的氧化作用影響，並且含鐵礦物可長時間和硫化氫反應而產生大量黃鐵礦使黃鐵礦化程度增加。因此沈積物中鐵的黃鐵礦化程度可作為古沈積環境中底水的還原程度的指標，當 $DOP < 0.4$ 為氧化 (well oxygenated) 的環境， $0.5 < DOP < 0.7$ 為較貧氧 (suboxic) 的環境，而 $DOP > 0.7$ 則為無氧 (euxinic) 的沈積環境 (Raiswell et al., 1988)。

沈積物中沈積型黃鐵礦的含量受有機碳含量、硫酸鹽濃度、含鐵礦物含量及組成、沈積環境、沈積速率影響。過去有研究指出在有濁流沈積事件的海洋沈積物中，大量的含鐵礦物可能對黃鐵礦產生稀釋效應使黃鐵礦化程度降低 (Otero et al., 2003)。

台灣西南海域位於活動大陸邊緣地區，高屏海底峽谷和枋寮海底峽谷的沈積物岩芯中紀錄著不同成因的快速沈積事件，快速沈積的陸源沈積物有利於大量埋藏有機碳和含鐵礦物，而不同成因的快速沈積事件可能對於黃鐵礦化程度有不同的影響。因此本研究欲分析數根兩個峽谷沈積物岩芯，以瞭解不同成因的快速沈積事件沈積物的黃鐵礦化特徵，以及控制沈積物中黃鐵礦形成的主要因素。

1.4 台灣鄰近海域的沈積型黃鐵礦研究

過去在台灣附近海域沈積型黃鐵礦相關研究已有對東海、台灣東北海域、西部海域的陸棚和陸坡沈積物進行相關的探討。東海陸坡地區表層沈積物中微量金屬的黃鐵礦化程度研究指出東海陸坡的東北部區域相較於西南部區域的沈積速率較慢，沈積物細顆粒含量較高且有機碳相對較富集，其沈積環境的還原程度相對較高，使東海陸坡的東北部區域表層沈積物的黃鐵礦化程度相較東海陸坡的西南部區域高 (吳政哲, 1997)。東海陸棚區域沈積物的硫酸鹽還原速率與季節溫度的時序變化關係不大，此區域沈積物為一有機碳有限的沈積環境，有機碳含量的時序變化是硫酸鹽還原速率的重要限制因素 (林富良, 2000)。

台灣東北側的陸棚及陸坡區域沈積物的硫酸鹽還原速率及自生黃鐵礦的形成研究指出此區域沈積物中的有機碳含量與硫酸鹽還原速率呈正相關，因此有機碳控制硫酸鹽還原速率。有機碳與黃鐵礦-硫的比值隨著深度增加而降至一般海洋沈積物的比值，說明有機碳影響黃鐵礦的形成。其中陸棚區域具有高於一般海洋沈積物的活性鐵含量且黃鐵礦化程度低的特徵，高含量鐵可能氧化黃鐵礦影響黃鐵礦的保存，而陸坡區域存在有機碳富集區，此區亦為黃鐵礦含量高值區，因此指出有機碳富集可提供黃鐵礦的良好埋藏環境 (黃國銘, 1994)。

台灣西岸中部大甲溪及大肚溪外海陸棚和南部高屏溪外海陸坡沈積物的研究指出沈積速率與有機碳含量為正相關，說明沈積速率控制有機碳含量，而有機碳的沈降通量與硫酸鹽還原速率亦有正相關，顯示有機碳沈降通量限制硫酸鹽還原速率。另外水深可影響黃鐵礦的埋藏，水深較深的陸坡區域相較於陸棚區域的生物擾動程度低，且沈積速率及有機碳沈降通量高，因此有機碳容易被埋藏進而持續供應沈積物中進行硫酸鹽還原作用，使陸坡區域的黃鐵礦保存率高於陸棚區域 (陳金良, 1996)。台灣西南海域泥火山地區的硫酸鹽還原作用研究指出陸源有機碳因較不易被硫酸鹽還原菌所使用而可能造成高碳低硫 (即高 C/S 比值) 的淡水環境特徵，泥火山地區高含量甲烷的向上遷移擴散，可提供硫酸鹽還原菌使

用的另一個有機碳來源促進硫酸鹽還原作用，因而造成高含量黃鐵礦堆積（謝偉琦, 2006）。屏東大鵬灣地區的研究中指出大鵬灣地區大部分測站在高有機碳供應下可造成快速的硫酸鹽還原速率，並進而產生高含量黃鐵礦，而有相當多測站呈現高 C/S 比值的淡水環境特徵，活性鐵含量低可能限制大鵬灣地區沈積物中黃鐵礦的產生，由於大鵬灣屬於半鹹水海域環境但 C/S 比值卻呈現淡水環境特徵，顯示在活性鐵供應量限制下，以 C/S 比值關係討論沈積環境需作補充或修正（潘榮良, 2002）。

1.5 研究區域

本文研究區域位於台灣西南海域 (120°E~121°E, 21.5°N~22.5°N)，包含高屏海底峽谷和枋寮海底峽谷。高屏海底峽谷頭部接連高屏溪，接受來自高屏溪的陸源物質供應，枋寮海底峽谷頭部則未接連河流（圖 1-3）。前人曾對兩個海底峽谷的沈積物岩芯進行影像、粒徑與 Pb-210 分析，了解區域內的沈積速率與特殊沈積事件（曾靜宜, 2009）。本研究即根據前述研究選擇六根記錄著不同沈積事件的沈積物岩芯，其中 OR1-785BC2A、OR1-785GC2A、OR1-785BC8A 和 OR1-785BC9A 來自高屏海底峽谷，OR1-825BC16 和 OR1-853GT5 來自枋寮海底峽谷。高屏海底峽谷因 2005 年 7 月海棠颱風造成的洪氾事件，在峽谷中由淺至深皆有快速堆積的濁流沈積物。本研究選取的 785BC9A 和 785BC8A 岩芯分別堆積約 9 公分厚及 19 公分厚的濁流沈積層，785BC2A 岩芯整根均為濁流沈積物而 785GC2A 岩芯則混合有更早之前的沈積物並夾雜濁流層。枋寮海底峽谷受 2006 年 12 月恆春地震影響，造成部分邊坡沈積物液化崩塌，產生濁流堆積。本研究選取的 825BC16 岩芯可分上下段，其中上段堆積約有 17 公分厚的濁流沈積層，另一支 853GT5 岩芯則未發現快速沈積事件。本研究使用的岩芯站位及水深、位置如圖 1-4 和表 1-1 所示。

1.6 研究目的

台灣西南海域高屏海底峽谷及枋寮海底峽谷可能是陸源物質從河口往深海

傳輸的重要通道，峽谷沈積物影像、粒徑與 Pb-210 分析研究也指出峽谷沈積物記錄著快速沈積的濁流事件(曾靜宜, 2009)。由於濁流沈積事件可能改變有機碳的埋藏與鐵氧化物的供應，與沈積型黃鐵礦的形成息息相關。

台灣附近海域已有許多在陸棚、陸坡地區及近岸海灣地區的研究，但濁流沈積事件對於黃鐵礦化作用的影響仍未知，因此本研究欲結合前人關於沈積速率與沈積事件的研究結果，達成以下目的：

1. 瞭解不同成因的濁流沈積物，其黃鐵礦化程度的特徵。
2. 討論影響峽谷沈積物中沈積型黃鐵礦的含量和相關影響因素，以瞭解快速沈積事件對於沈積型黃鐵礦形成的影響。



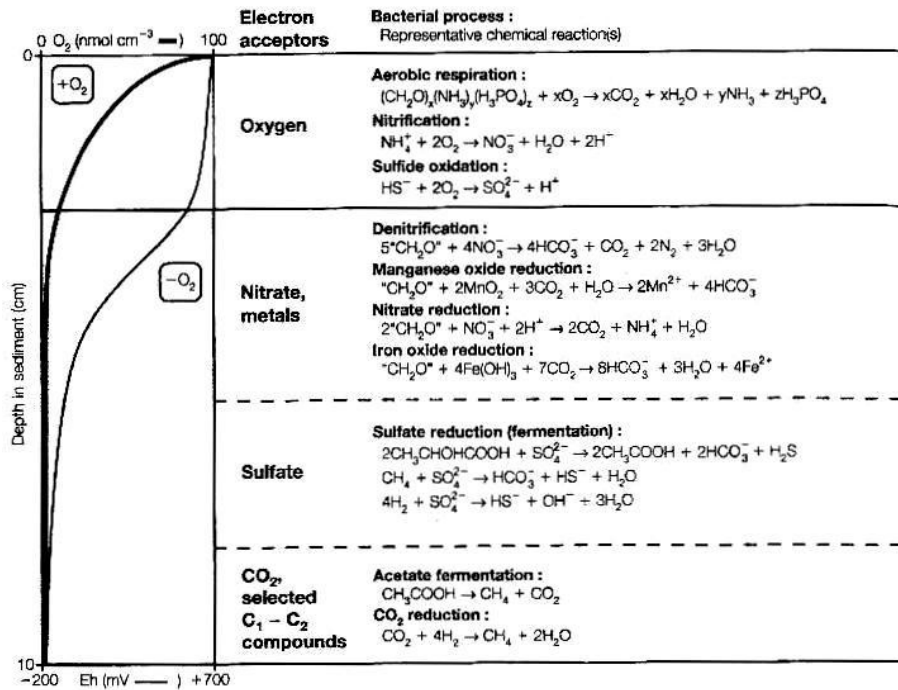


圖 1-1、沈積物中微生物消耗有機物之代謝反應。(摘自 Libes, 2009)

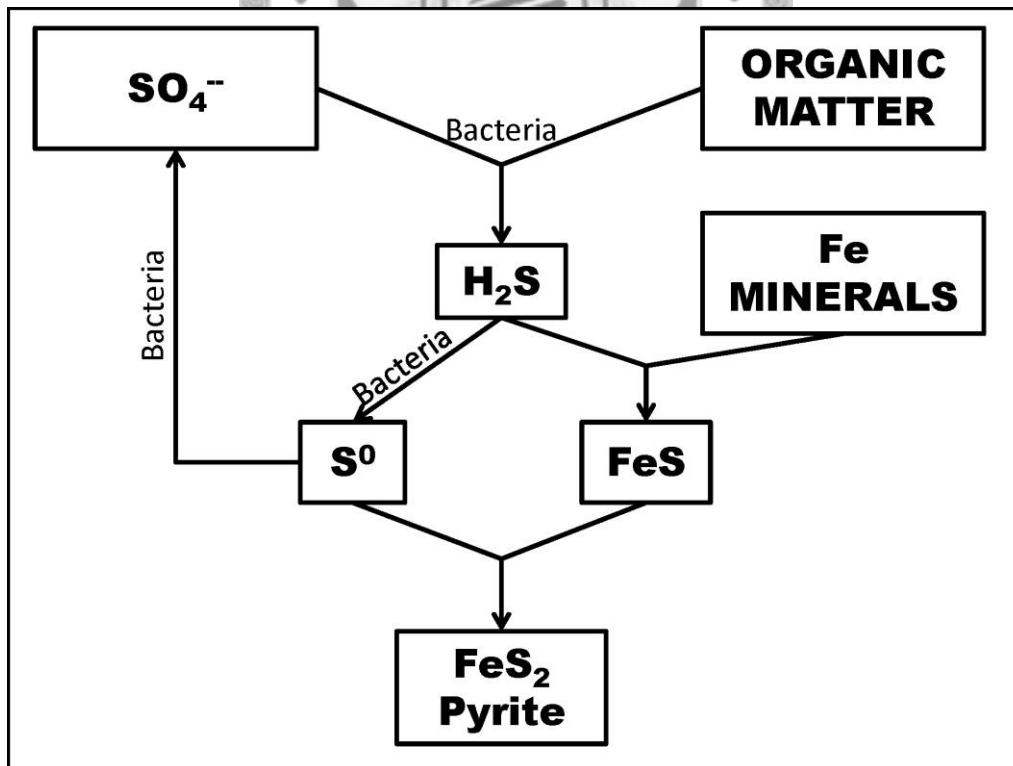


圖 1-2、沈積型黃鐵礦形成之過程。(修改自 Berner, 1984)

台灣南部海域海底地形圖

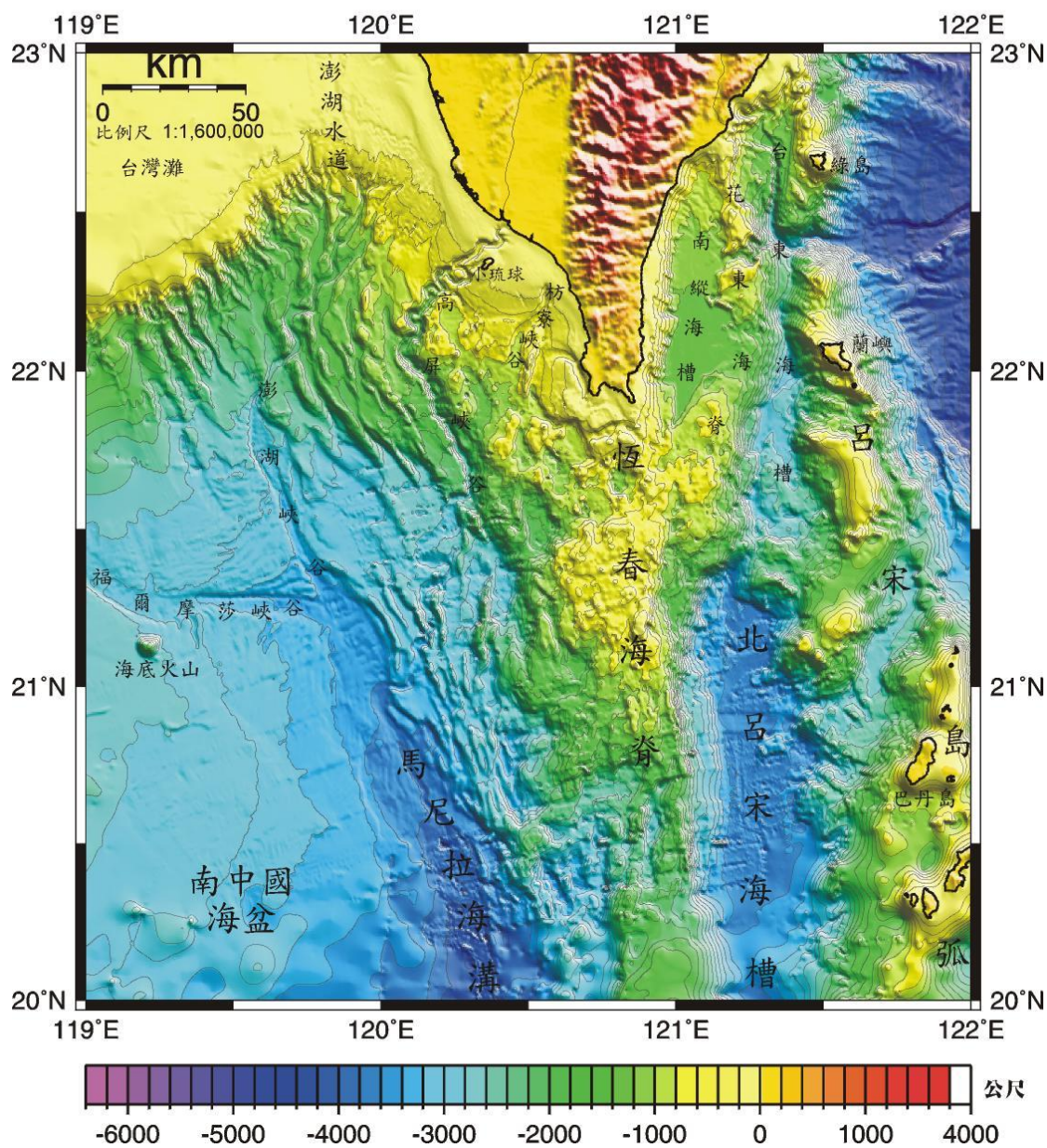


圖 1-3、台灣南部海域海底地形圖。(取自國科會海洋學門資料庫)

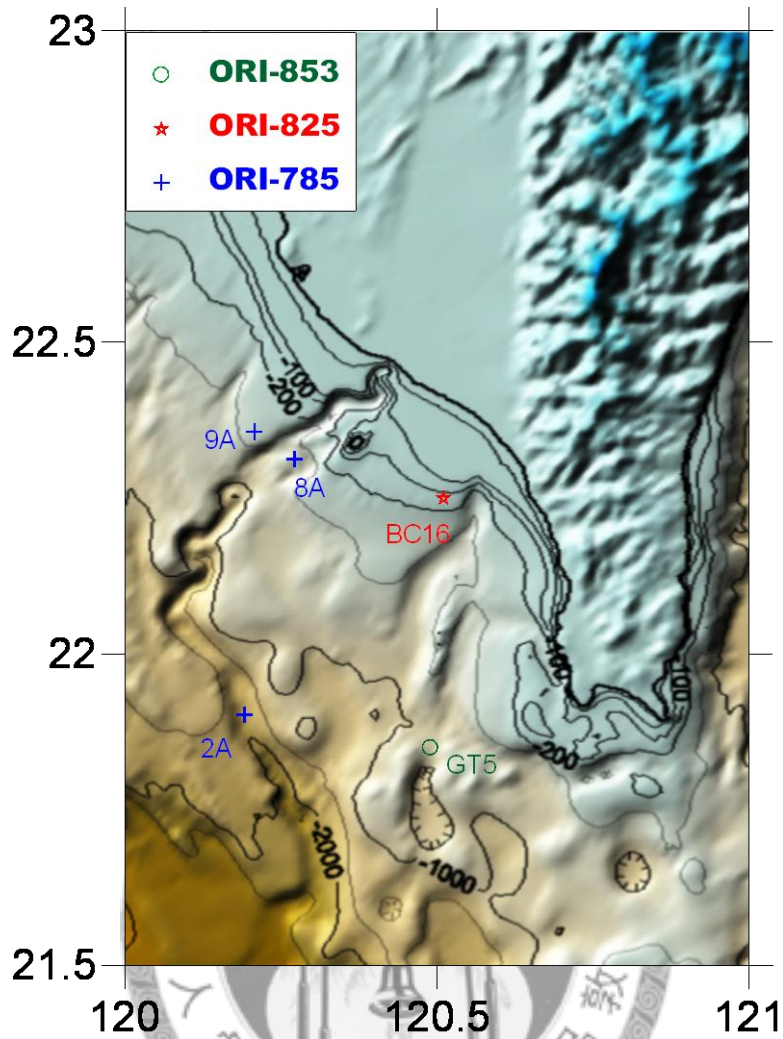


圖 1-4、研究區域岩芯採樣站位圖。(修改自曾靜宜, 2009)

表 1-1、本研究所使用岩芯之基本資料。

航次	站位	採樣日期	經度(°E)	緯度(°N)	水深(m)	沈積速率(cm/a)
OR1-785	BC2A	2006/3/12	120.1917	21.9025	2040	
	GC2A	2006/3/12	120.1917	21.9025	2040	0.15
	BC8A	2006/3/13	120.2720	22.3123	507	
	BC9A	2006/3/13	120.2077	22.3563	410	0.35
OR1-825	BC16	2007/3/22	120.5102	22.2497	128	
OR1-853	GT5	2007/12/20	120.4887	21.8500	886	0.27

備註：採樣的航次、站位、日期、經緯度、水深及部分岩芯之沈積速率取自曾靜宜 (2009)。

第二章 樣本處理與分析

本研究之岩芯沈積物分析流程如圖 2-1 所示。岩芯樣品經冷凍乾燥後，加以研磨成粉末以均勻化，取出約 10g 沈積物以分別做碳、氮、硫、鐵物種的含量分析，分析結果再做 C/N、C/S 及黃鐵礦化程度的計算。各種分析方法詳細分述如下各節，所有分析與萃取均為二重複。

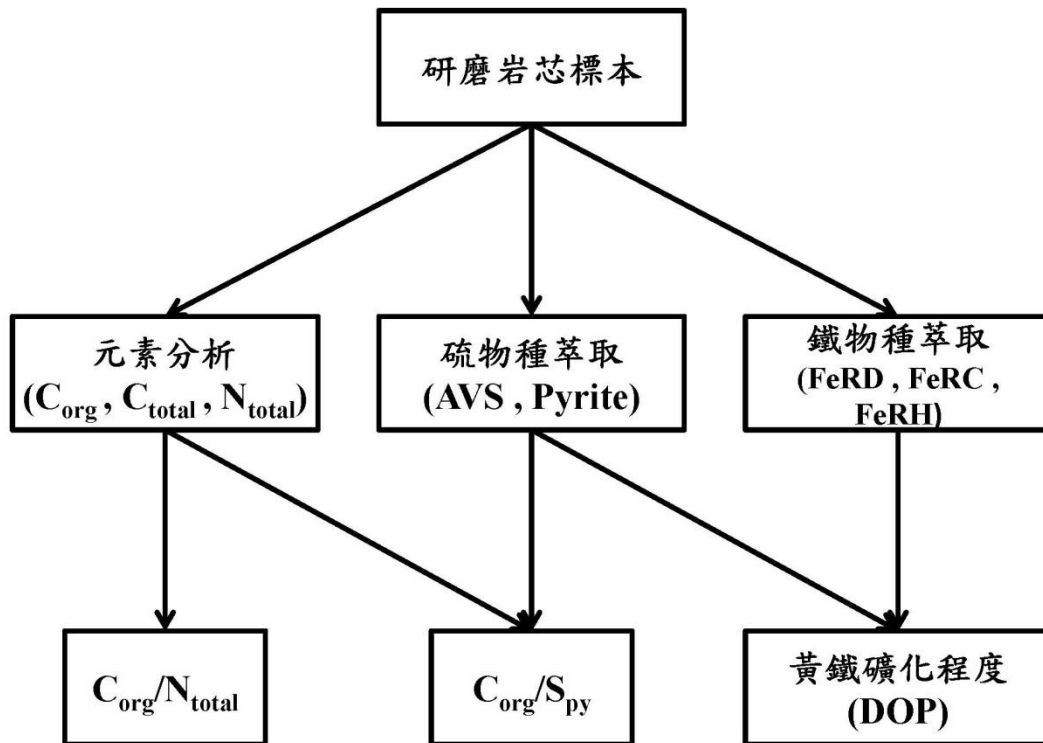


圖 2-1、實驗分析流程。

2.1 沈積物之碳、氮元素含量分析

分析沈積物中總碳、總氮和有機碳含量以得知 $C_{\text{organic}}/N_{\text{total}}$ 和 $C_{\text{organic}}/S_{\text{pyrite}}$ 的變化情形。岩芯沈積物標本的碳、氮分析是使用元素分析儀 (型號: elemental MICRO cube), 同型儀器分屬於台北市立教育大學地球環境暨生物資源學系李孟陽老師實驗室與本所共同儀器室, 使用之儀器外觀如圖 2-2。秤取約 50 mg 原始沈積物, 放置於錫囊或錫箔內, 包成錠狀之後放入元素分析儀之自動進樣盤中,

樣品混和氧氣經由燃燒管高溫 950°C 燃燒後產生 H₂O, NO_x, CO₂, SO_x 等氣體，混合氣體隨後被氦氣攜帶至還原管還原轉換成 N₂、CO₂、SO₂ 等，然後氣體經由乾燥管吸附水氣後被脫吸附管吸附，再由系統設定依不同加熱時間、溫度加熱脫吸附管逐一釋放，最後由熱傳導偵測器 (thermal conductivity detector, TCD) 測得樣品中的碳、氮訊號值，與檢量線比較後得到樣品中總碳 (total C, TC) 和總氮 (total N, TN) 含量。過程中每 10 個樣品插入一個標準品分析，以確定儀器穩定度。本實驗使用 LECO 標準物 Soil 建立檢量線，其含量為 C: 1.26% ± 0.04%、N: 0.120% ± 0.016%。

總有機碳 (total organic carbon, TOC) 的分析是先取約 0.5g 沈積物標本置於 15 毫升塑膠離心管中，加入 2 毫升 2N HCl 溶解碳酸鈣，反應直到無氣泡產生，再加入去離子水振盪混合並離心去除上層溶液，重覆清洗 5 次後以 60°C 烘乾沈積物並再次研磨均勻。取約 40 mg 除去無機碳的樣品，以錫箔包成錠狀後放入元素分析儀中燃燒，以測得有機碳含量，並再推算回沈積物中實際有機碳含量。總無機碳 (total inorganic carbon, TIC) 含量則以總碳含量減去沈積物中的實際有機碳含量以得知。

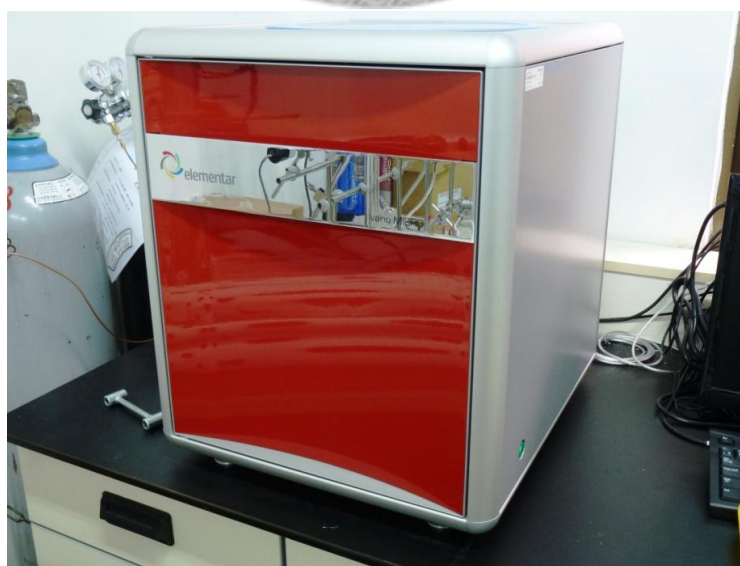


圖 2-2、元素分析儀 (elementar MICRO cube)。

2.2 沈積物中黃鐵礦萃取與含量測定

沈積物中的含硫物種可依序萃取分別為酸可揮發硫 (AVS, acid volatile sulfur, FeS)、黃鐵礦-硫 (pyrite-S, FeS₂) 和元素硫 (elemental-S, S⁰) (Canfield et al., 1986; Hsieh and Shieh, 1997)。本研究的測試樣品中酸可揮發硫與元素硫均低於偵測極限(1μmol/g)，因此直接萃取黃鐵礦-硫含量。實驗中秤取約 2 g 乾燥沈積物，放置於血清瓶中，並放入內含 15 毫升 3% 鹼性醋酸鋅溶液 (3% alkaline zinc acetate solution) 的小玻璃瓶，通氮氣置換瓶中氧氣，使成為無氧狀態，再依序注入 5 毫升 0.8M AA/6N HCl (ascorbic acid, AA) 溶液、20 毫升無氧 6N HCl 溶液、15 毫升 Cr(II) 溶液後靜置 48 小時，目的是要將沈積物中的單硫化鐵礦物及黃鐵礦的硫釋出成為硫化氫氣體，再與鹼性醋酸鋅溶液反應為硫化鋅沈澱物。將含硫化鋅沈澱物的小玻璃瓶取出後放入含有 15 毫升 9N HCl 的錐形瓶中，使硫化鋅沈澱物還原成硫化氫氣體後，再以碘滴定法測定硫化氫的 S²⁻ 含量 (環保署環境檢驗所檢測方法, 2011)。

2.3 沈積物中鐵物種萃取與含量測定

為了得知不同形式的鐵被黃鐵礦化的情形，本研究中根據 Raiswell et al. (1994) 提出的萃取方法，萃取其中三種類型含鐵礦物，分別簡稱為 Fe_D (dithionite extractable Fe)、Fe_{RC} (cold 1 M HCl extractable Fe) 和 Fe_{RH} (boiling 12 M HCl extractable Fe)。其中 Fe_D 法可萃取出鐵的含鐵礦物包括 ferrihydrite、lepidocrocite、akaganeite、goethite 和 hematite，代表容易反應成黃鐵礦的鐵；Fe_{RC} 法可萃取出鐵的含鐵礦物包括 ferrihydrite、lepidocrocite、akaganeite、nontronite、chlorite、glaucinite 和 biotite；Fe_{RH} 法萃取礦物之鐵有 ferrihydrite、lepidocrocite、akaganeite、goethite、hematite、magnetite、nontronite、chlorite、glaucinite 和 biotite。Fe_{RC} 和 Fe_{RH} 法萃取之鐵物種含量一般認為代表沈積物中，在足夠的地質時間及含硫化氫環境的條件下最終均可和硫化氫反應形成黃鐵礦的鐵 (Berner, 1970;

Leventhal and Taylor, 1990; Raiswell et al., 1994)。

各種鐵萃取實驗中分別秤取約 100 mg 沈積物放置於離心管中，以 Fe_D 法萃取時，在 15 毫升塑膠離心管中加入 10 毫升 dithionite 溶液振盪 2 小時；以 Fe_{RC} 法萃取時，在 15 毫升塑膠離心管中加入 10 毫升 1N HCl 振盪 24 小時；以 Fe_{RH} 法萃取時，在 12 毫升玻璃離心管中加入 5 毫升 12N HCl 加熱至沸騰並持續 1 分鐘，反應完成後離心取出 2 毫升上層澄清液，進行鐵含量分析。鐵含量分析使用台大地質系宋聖榮老師實驗室之感應耦合電漿原子發射光譜儀 (JY-38 Plus 型 ICP-AES, Inductively coupled plasma atomic emission spectroscopy)，其原理是以 Ar 作為載氣，將樣品輸送至霧化器中使樣品成為氣溶膠狀態，再輸送至由 Ar 及高頻電磁場產生之感應耦合電漿的石英管中，樣品因高溫電漿而受熱被原子化，待測元素受游離的 Ar 撞擊成為激發態並在相對較冷的電漿火矩頂部回復至基態而產生發射光譜，發射光譜最終經由光譜儀的訊號偵測並從檢量線換算而得知待測元素的濃度。

經由以上三種方法獲得樣品中的鐵含量，結合黃鐵礦的鐵含量 ($Pyrite-Fe=Pyrite-S/2$)，便可計算沈積物中不同形式的鐵被黃鐵礦化的程度 (degree of pyritization, DOP)，進而得知沈積物中還原的程度 (Raiswell et al., 1988)。

第三章 分析結果

本研究使用之六支岩芯中，OR1-785BC2A、OR1-785GC2A、OR1-785BC8A 和 OR1-785BC9A 來自高屏海底峽谷，OR1-825BC16 和 OR1-853GT5 來自枋寮海底峽谷。以下就其沈積物之碳、氮元素含量、鐵物種含量、黃鐵礦含量的分析結果分節說明之，各岩芯分析結果之數據則詳細表列於附錄表一至表六中。

3.1 沈積物中總碳、總氮、有機碳、無機碳含量

本研究分析之岩芯沈積物中，總碳、總氮、有機碳、無機碳在各岩芯中隨深度的變化，整理於圖 3-1 中。

高屏海底峽谷岩芯的總碳含量平均約 0.65~0.89 wt.%，其中高屏海底峽谷淺部 785BC9A 和 785BC8A 岩芯的平均總碳含量分別約為 0.89 和 0.84 wt.% (圖 3-1a、b)。兩岩芯中濁流沈積物平均總碳含量略低於非濁流沈積物的平均總碳含量 (圖 3-1a、b)。高屏海底峽谷深部 785BC2A 和 785GC2A 岩芯的平均總碳含量分別約為 0.65 和 0.86 wt.%，均低於高屏海底峽谷淺部沈積物 (圖 3-1c、d)。枋寮海底峽谷沈積物岩芯 825BC16 和 853GT5 平均總碳含量分別約為 0.86 和 1.53 wt.% (圖 3-1e、f)，其中淺部 825BC16 岩芯中濁流沈積物的總碳含量平均值與非濁流沈積物無明顯差異 (圖 3-1e)，而深部 853GT5 岩芯的平均總碳含量則明顯高於峽谷淺部沈積物 (圖 3-1e、f)。

高屏海底峽谷沈積物中有機碳含量取平均值約在 0.37 和 0.60 wt.% 之間 (圖 3-1a、b、c、d)，所有岩芯隨著深度增加，有機碳含量略為遞減或無大幅變化。高屏海底峽谷淺部 785BC9A 和 785BC8A 沈積物岩芯的平均有機碳含量約 0.59 wt.% (圖 3-1a、b)。785BC9A 岩芯的有機碳含量平均約 0.60 wt.%，在濁流與非濁流沈積物中並無顯著差別 (圖 3-1a)；785BC8A 岩芯沈積物中有機碳含量平均約 0.57 wt.%，其濁流沈積物中平均有機碳含量約 0.55 wt.%，略低於非濁流層沈積物中平均有機碳含量 (0.60 wt.%) (圖 3-1b)。高屏海底峽谷深部的 785BC2A 和 785GC2A 沈積物岩芯平均有機碳含量分別為 0.37 和 0.49 wt.%，

明顯低於高屏海底峽谷淺部沈積物 (圖 3-1c、d)。枋寮海底峽谷沈積物中有機碳含量的平均值介於 0.48 和 0.55 wt.% 之間 (圖 3-1e、f)，其中枋寮海底峽谷淺部 825BC16 岩芯沈積物中有機碳含量平均約 0.55 wt.%，其濁流沈積物與非濁流沈積物中平均有機碳含量並無不同 (圖 3-1e)，而在枋寮海底峽谷深部 853GT5 岩芯中，平均有機碳含量約 0.48 wt.%，亦低於枋寮海底峽谷淺部沈積物的含量 (圖 3-1e、f)。

高屏海底峽谷沈積物岩芯中無機碳含量的平均值約介於 0.27 和 0.37 wt.% 之間(圖 3-1a、b、c、d)。高屏海底峽谷淺部沈積物岩芯 785BC9A 和 785BC8A 無機碳含量平均約 0.28 wt.% (圖 3-1a、b)，785BC9A 岩芯平均無機碳含量約 0.29 wt. %，其中濁流沈積層平均無機碳含量約 0.25 wt.%，低於非濁流沈積層平均無機碳含量 (0.33 wt.%) (圖 3-1a)；785BC8A 岩芯平均無機碳含量約 0.27 wt.%，其中濁流沈積層平均無機碳含量約 0.25 wt.%，也低於非濁流層平均無機碳含量 (0.30 wt.%) (圖 3-1b)。高屏海底峽谷深部沈積物中無機碳含量平均約 0.33 wt.%，高於高屏海底峽谷淺部沈積物，其中 785BC2A 岩芯平均無機碳含量約 0.28 wt.% 低於同站位的 785GC2A 岩芯 (0.37 wt.%) (圖 3-1c、d)。枋寮海底峽谷兩根不同深度的沈積物岩芯之平均無機碳含量差異很大 (圖 3-1e、f)，其中枋寮海底峽谷淺部 825BC16 岩芯的平均無機碳含量約 0.31 wt.%，在濁流沈積層與非濁流沈積層無異 (圖 3-1e)，而枋寮海底峽谷深部 853GT5 岩芯的平均無機碳含量約 1.05 wt.%，明顯高於枋寮海底峽谷淺部岩芯的含量 (圖 3-1e、f)。

平均總氮含量在高屏海底峽谷沈積物岩芯中約介於 0.07 和 0.11 wt.% 之間，所有岩芯中總氮含量隨著岩芯深度增加均呈現穩定而無顯著變化 (圖 3-1a、b、c、d)。高屏海底峽谷淺部 785BC9A 和 785BC8A 岩芯的平均總氮含量約 0.11 wt.% (圖 3-1a、b)，兩岩芯之濁流層及非濁流層中的平均總氮含量沒有變化 (圖 3-1a, b)。高屏海底峽谷深部沈積物平均總氮含量約 0.09 wt.%，略低於淺部沈積物，其中 785BC2A 岩芯的平均總氮含量 (0.07 wt.%) 也低於同站位的

85GC2A 岩芯 (0.10 wt.%) (圖 3-1c、d)。枋寮海底峽谷沈積物平均總氮含量約 0.10 wt.% (圖 3-1e、f)，其中峽谷淺部 825BC16 岩芯平均總氮含量約 0.11 wt.%，其中濁流與非濁流沈積層的含量無異 (圖 3-1e)，而海底峽谷深部 853GT5 岩芯的平均總氮含量 (0.09 wt.%) 則略低於淺部岩芯 (圖 3-1e、f)。



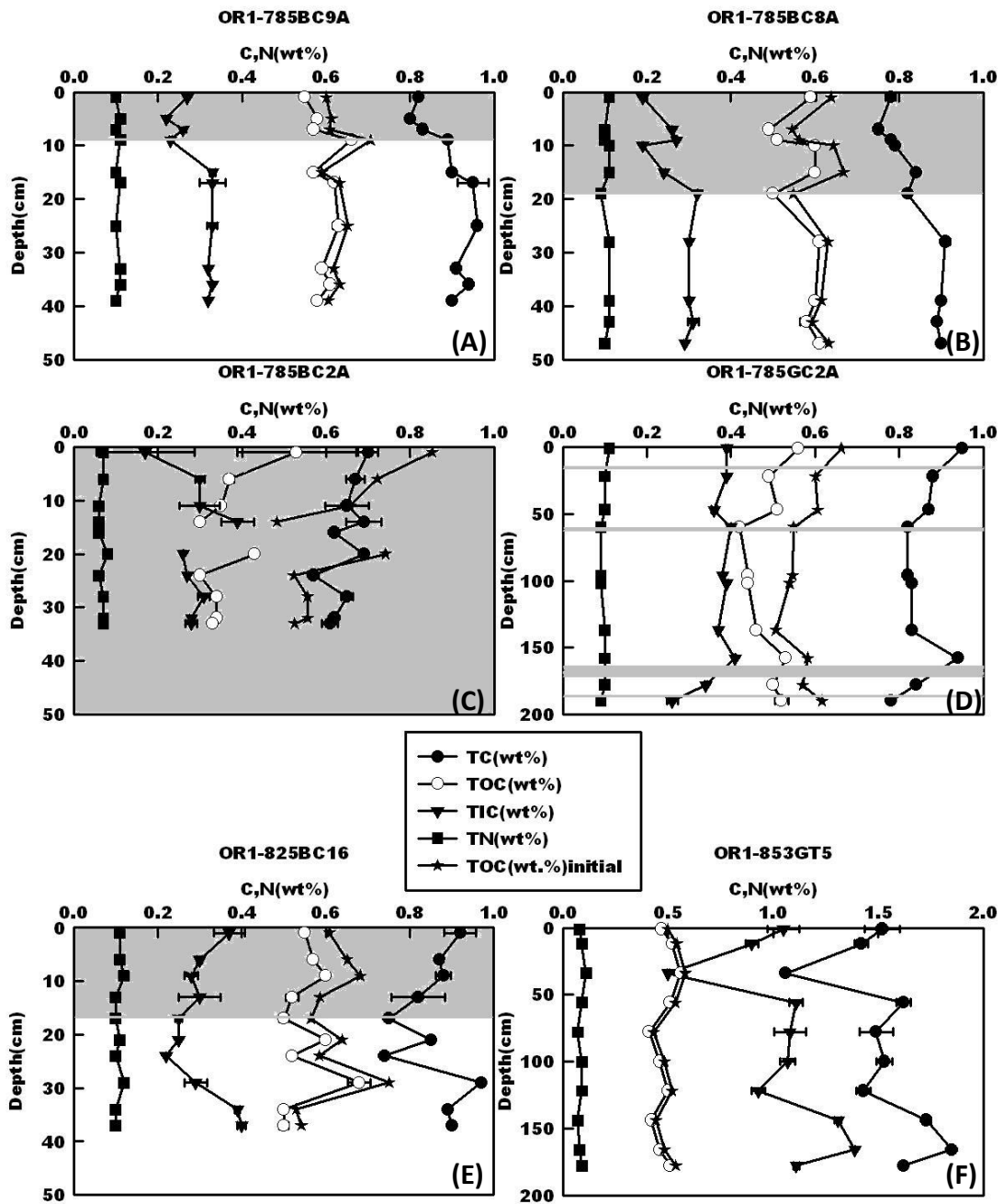


圖 3-1、峽谷沈積物岩芯深度與碳、氮含量之關係。(濁流層為圖中灰色部分)

3.2 沈積物中鐵物種含量

本研究分析之岩芯沈積物中，各類含鐵礦物的萃取結果在各岩芯中隨深度的變化整理於圖 3-2 中，鐵物種含量以每公克沈積物中含有多少毫克的鐵表示之。高屏海底峽谷之鐵物種含量以平均值而言， Fe_{RH} 含量約介於 18.3 到 29.2 mg/g， Fe_{RC} 含量約介於 12.4 到 27.4 mg/g， Fe_D 含量約介於 4.6 到 10.3 mg/g (圖 3-2a、b、c、d)。枋寮海底峽谷之鐵物種含量以平均值而言， Fe_{RH} 含量約介於 24.1 到 30.3 mg/g， Fe_{RC} 含量約介於 17.0 到 19.7 mg/g， Fe_D 含量約介於 6.8 到 10.3 mg/g (圖 3-2e、f)。

高屏海底峽谷淺部 785BC9A 和 785BC8A 岩芯的平均 Fe_{RH} 含量分別約為 28.1 和 29.2 mg/g、平均 Fe_{RC} 含量分別約為 27.4 和 26.7 mg/g、平均 Fe_D 含量分別約為 10.3 mg/g (圖 3-2a、b)。785BC9A 岩芯中濁流與非濁流沈積層的平均 Fe_{RH} 含量分別約為 27.8 和 28.4 mg/g、平均 Fe_{RC} 含量分別約為 26.9 和 27.8 mg/g、平均 Fe_D 含量分別約為 10.8 和 9.9 mg/g (圖 3-2a)。785BC8A 岩芯中濁流與非濁流沈積層的平均 Fe_{RH} 含量分別約為 27.9 和 31.2 mg/g、平均 Fe_{RC} 含量分別約為 26.0 和 27.8 mg/g、平均 Fe_D 含量分別約為 10.2 和 10.5 mg/g (圖 3-2b)。綜合來看，高屏海底峽谷淺部兩岩芯中不同萃取之含鐵礦物含量隨深度的變化趨勢一致，樣品中的 Fe_{RH} 和 Fe_{RC} 含量接近，但岩芯中的鐵物種含量並不均勻，出現局部高值或低值，隨深度變化也無明顯趨勢，濁流沈積物中的平均 Fe_{RH} 和 Fe_{RC} 含量稍低於非濁流沈積物，整體看來濁流與非濁流沈積物的鐵含量並無顯著差異。

高屏海底峽谷深部 785BC2A 和 785GC2A 岩芯中平均 Fe_{RH} 含量分別約為 18.3 和 27.1 mg/g、平均 Fe_{RC} 含量分別約為 12.4 和 25.4 mg/g、平均 Fe_D 含量分別約為 4.6 和 8.0 mg/g (圖 3-2c、d)。綜合來看，深部兩岩芯中不同萃取之含鐵礦物含量隨深度的變化趨勢一致，只有 785BC2A 岩芯最淺部樣品的 Fe_{RH} 含量特別低，此岩芯中的 Fe_{RH} 和 Fe_{RC} 含量有明顯差異，三種鐵物種含量也是

各分析岩芯中最低的，反之 785GC2A 岩芯中的 Fe_{RH} 和 Fe_{RC} 含量接近，含量僅稍低於淺部兩岩芯，以平均而言深部兩岩芯中三種鐵物種含量均低於高屏海底峽谷淺部沈積物。

枋寮海底峽谷之 825BC16 和 853GT5 岩芯中平均 Fe_{RH} 含量分別約為 30.3 和 24.1 mg/g、平均 Fe_{RC} 含量分別約為 19.7 和 17.0 mg/g、平均 Fe_D 含量分別約為 10.3 和 6.8 mg/g (圖 3-2c、d)。此二岩芯中的 Fe_{RH} 和 Fe_{RC} 含量有明顯差異，位於峽谷淺處 825BC16 岩芯中的各種鐵物種含量都高於位於深處的 853GT5 岩芯。



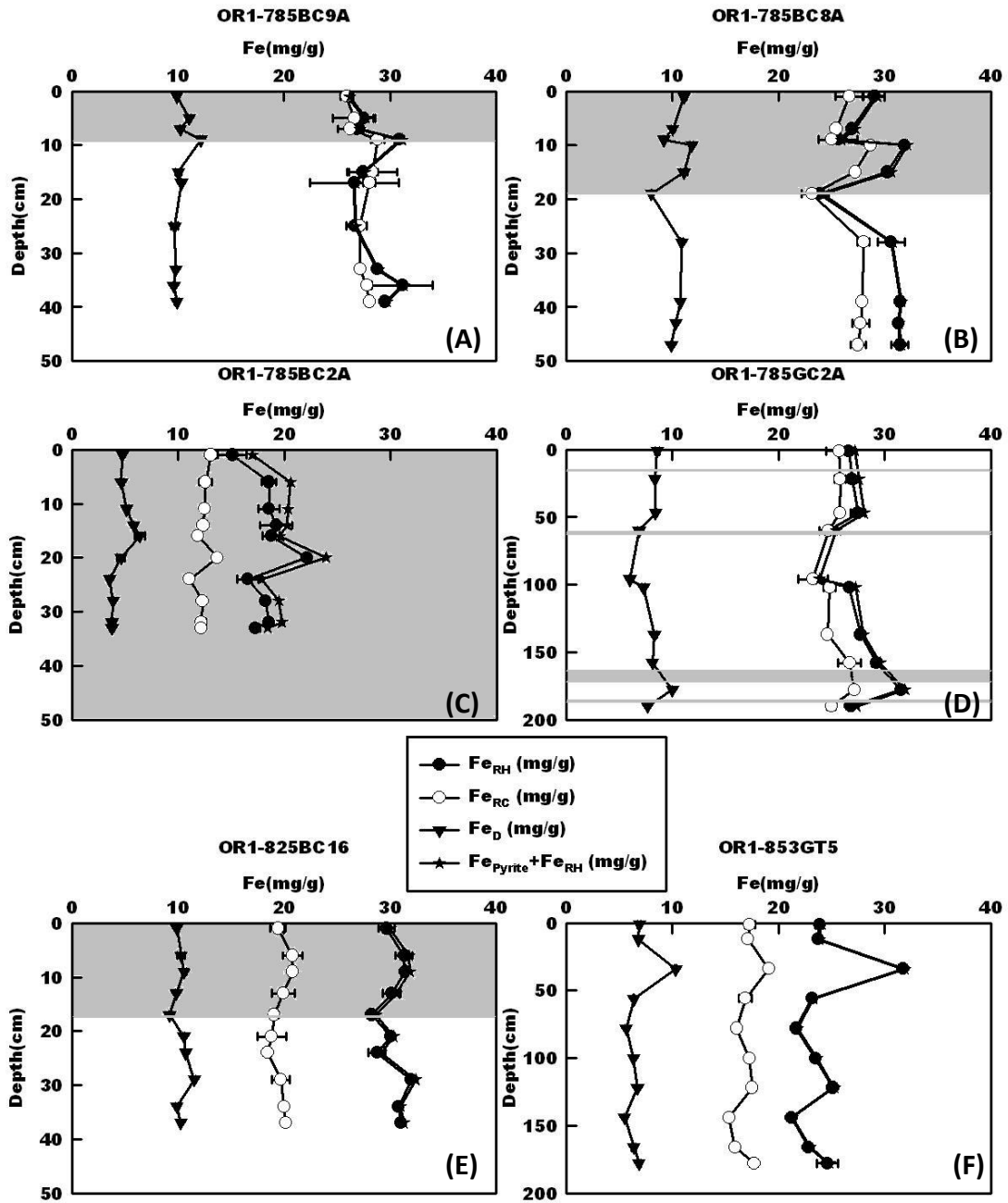


圖 3-2、峽谷沈積物岩芯深度與各類鐵物種含量之關係。(濁流層為圖中灰色部分)

3.3 沈積物中黃鐵礦含量

本研究分析之岩芯沈積物中，黃鐵礦含量在各岩芯中隨深度的變化，整理於圖 3-3 中，黃鐵礦含量以每公克沈積物中含有多少毫克來自黃鐵礦的硫表示之。

高屏海底峽谷沈積物之平均黃鐵礦-硫含量介於 0.20 和 1.64 mg/g 之間，淺部 785BC9A 和 785BC8A 岩芯之黃鐵礦-硫含量的平均值分別約為 0.20 和 0.26 mg/g (圖 3-3a、b)，深部 785BC2A 和 785GC2A 岩芯之黃鐵礦-硫含量的平均值則分別約為 1.64 和 0.61 mg/g (圖 3-3c、d)，峽谷深部岩芯中的黃鐵礦含量明顯較高。淺部 785BC9A 和 785BC8A 岩芯之黃鐵礦-硫含量在濁流與非濁流沈積之間有所不同，其中 785BC9A 岩芯濁流與非濁流沈積的黃鐵礦-硫含量分別約為 0.28 和 0.14 mg/g，785BC8A 岩芯則分別約為 0.35 和 0.12 mg/g，顯然濁流沈積中的黃鐵礦含量大於非濁流沈積，不過黃鐵礦含量在樣品間的變動也很大(圖 3-3a、b)。深部 785BC2A 岩芯之黃鐵礦-硫含量是本研究分析岩芯中最高的，同位置採集之 785GC2A 岩芯則低於前述岩芯，兩岩芯中不同深度樣品間的黃鐵礦含量變化也很大(圖 3-3c、d)。

枋寮海底峽谷之 825BC16 和 853GT5 岩芯之平均黃鐵礦-硫含量分別約為 0.40 和 0.16 mg/g，顯然峽谷深部岩芯中的黃鐵礦含量較低(圖 3-3e、f)。峽谷淺部 825BC16 岩芯中濁流沈積物的平均黃鐵礦-硫含量約為 0.47 mg/g，非濁流沈積層的平均黃鐵礦-硫含量則約為 0.33 mg/g，以平均值而言濁流沈積中的黃鐵礦含量較高，不過含量隨深度變化的變動很大 (圖 3-3e)。枋寮海底峽谷深部 853GT5 岩芯中黃鐵礦含量隨著深度增加呈現穩定數值而無明顯變動(圖 3-3f)。

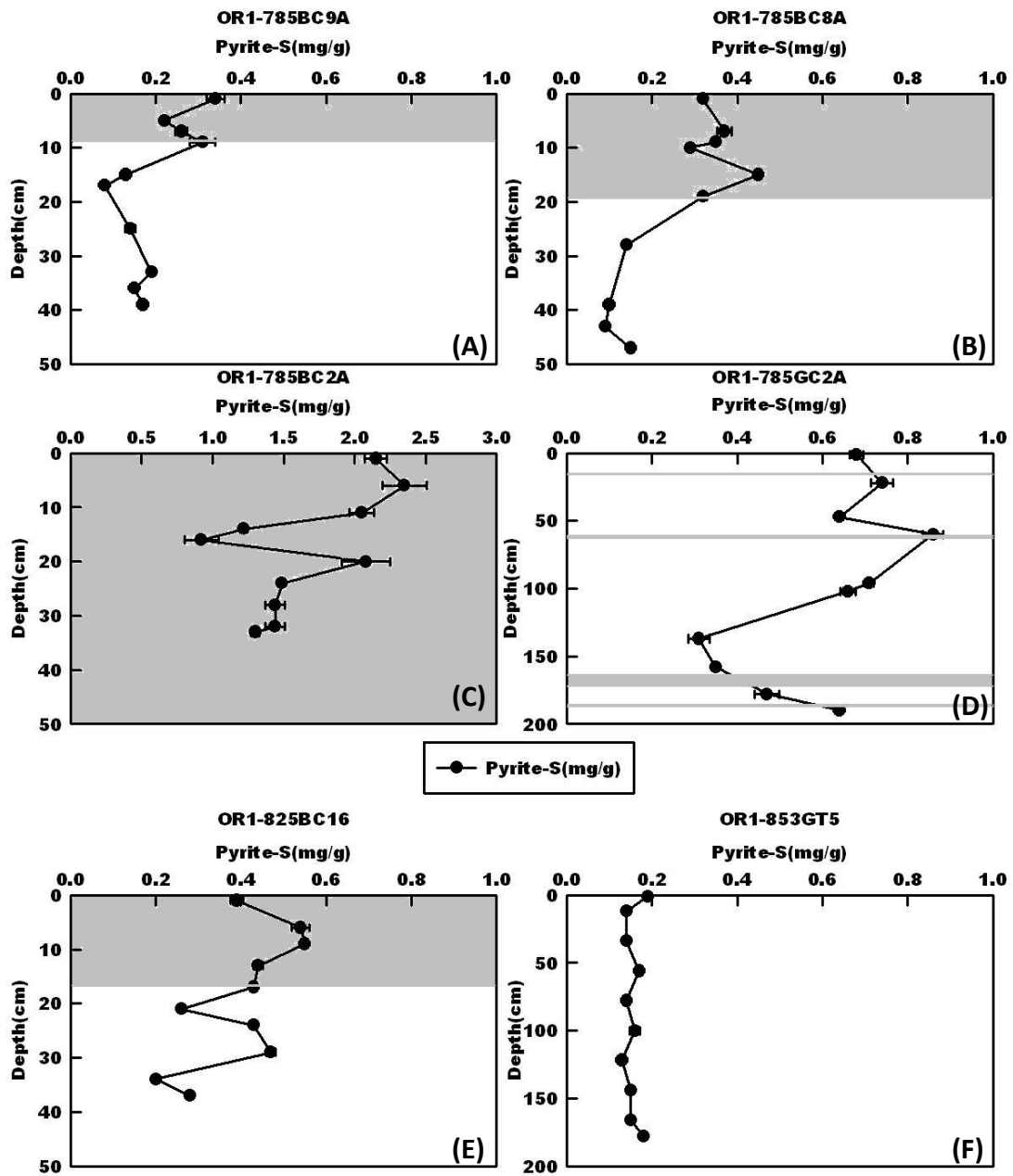


圖 3-3、峽谷沈積物岩芯深度與黃鐵礦含量之關係。(濁流層為圖中灰色部分)

第四章 討論

4.1 高屏海底峽谷中影響沈積型黃鐵礦形成的因素

研究分析採自高屏海底峽谷的 4 根沈積物岩芯，分佈在不同水深，均含有濁流堆積物。785BC9A 和 785BC8A 岩芯位於峽谷的淺部，而 785BC2A 及 785GC2A 岩芯位於峽谷的深部，其中 785BC9A、785BC8A 和 785BC2A 岩芯均含有同時期沈積的濁流沈積物，且 785BC9A 和 785BC8A 岩芯具有濁流層和非濁流層的分層特徵，785BC2A 全為濁流沈積物，此濁流沈積物應為 2005 年海棠颱風所造成，另外 785GC2A 岩芯則混合有更早期沈積的濁流沈積物。4 根岩芯中濁流沈積物的黃鐵礦含量相對較高，以下討論可能的影響因素。

4.1.1 有機物供應的影響

從總有機碳 (TOC) 分析的結果顯示 785BC9A 和 785BC8A 岩芯中非濁流沈積層的 TOC 含量相近，平均約為 0.60 wt.%，與附近高屏溪外海陸坡沈積物的含量相近 (0.61 wt.%) (陳金良, 1996)，其值略為大於濁流沈積層的 TOC 含量，但在彼此誤差範圍內 (圖 3-1 a、b)，而 785BC2A 的 TOC 平均含量 (0.37 wt.%) 明顯少於 785BC9A 和 785BC8A 岩芯中同一次事件堆積的濁流沈積物 (圖 3-1 a、b)，785GC2A 岩芯中的 TOC 含量 (0.49 wt.%) 則介於前述資料之間 (圖 3-1 d)。由於岩芯中的有機碳含量會因微生物的分解使用而下降，因此欲瞭解沈積來源的原始有機碳含量，必須估計微生物的有機碳消耗量。若假設岩芯中的黃鐵礦均為現地產出，並忽略其他微生物呼吸作用和硫化物再氧化的情況，則可計算出產生黃鐵礦所需消耗的有機碳量 (產生一莫耳黃鐵礦需消耗四莫耳有機碳)，加上岩芯中存留的總有機碳，即可的得到黃鐵礦尚未產生前的原始總有機碳含量 (TOC_{initial})。結果顯示 785BC9A、785BC8A 和 785BC2A 岩芯濁流沈積層的原始總有機碳含量相近，各自的平均值約介於 0.60 和 0.63 wt.% 之間 (圖 3-1a、b、c)，在 785BC9A 和 785BC8A 岩芯中濁流與非濁流堆積的差異並不明顯 (圖 3-1a、b)，而 785GC2A 岩芯中的原始總有機碳含量 (約 0.58 wt.%) 則

稍低於前述岩芯 (圖 3-1 d)，不過仍在誤差範圍內。產生黃鐵礦所代謝掉的有機碳所佔比例在各岩芯和濁流於非濁流沈積之間有所不同，在濁流沈積物中的消耗的比例較高，水深較深的岩芯中消耗的比例更高。綜合上述可知高屏海底峽谷沈積物中的原始有機碳含量並不因是否為濁流沈積而有顯著不同，但是濁流層中黃鐵礦的產生量相對較大，造成剩餘的有機碳含量稍低，在採樣水深較深的兩岩芯中因黃鐵礦的產生量較淺處岩芯多 (圖 3-3)，剩餘的有機碳含量較明顯降低 (圖 3-1)，因此有機碳含量在此處並非控制黃鐵礦產生量的重要因子，與附近陸坡沈積物黃鐵礦產生受有機碳沉降通量控制不同。前人研究發現有機碳沉降通量高，有利於沈積物埋藏有機碳進行微生物硫酸鹽還原作用埋藏黃鐵礦 (陳金良，1996)，但此關係無法說明黃鐵礦含量在濁流沈積中較高的現象。此外峽谷深部的濁流沈積物的有機碳代謝量較峽谷淺部多 (圖 3-1)，是否與水深控制的環境因子有關值得進一步探討。

四根岩芯中有機碳對總氮的莫耳比值 (C_{org}/N_{total}) 介於 5.9 和 6.7 之間，該比值在濁流與非濁流沈積物之間並無不同，同次濁流事件在不同水深岩芯之沈積中也無不同，平均值介於 6.2 和 6.6 之間，僅 785GC2A 岩芯中的 C_{org}/N_{total} 值稍低，平均值約為 5.9 (圖 4-1 a、b、c、d)。若以黃鐵礦含量估算原始有機碳含量再計算原始有機碳對氮的莫耳比值，結果顯示水深較淺兩岩芯與水深較深的 785GC2A 中該比值非常接近，介於 6.7 和 7.0 之間，但 785BC2A 岩芯中該值明顯偏高，平均值可達 9.7，且變異度較大。 C_{org}/N_{total} 值通常用於推測有機物的來源，其比值為 6.6 時是海源的有機物質 (根據海洋浮游植物之 Redfield ratio 計算)，大於 15 時則為陸源的有機物質 (Redfield, 1963; Kendall, 2001)。高屏海底峽谷所採 4 根岩芯中表層沈積有機物介於陸源和海源之間，明顯以海源為主並混合陸源有機物，與前人研究高屏海底峽谷內表層沈積有機物 C_{org}/N_{total} 值平均為 10 指出為陸源的有機物不同 (許鳳心, 2008)。若假設有機物消耗以硫酸鹽還原作用為主，則 785BC2A 岩芯中的原始有機物來源應與其他岩芯有顯著不同，

可能混入較大量的陸源有機物。由於除了 785BC2A 岩芯外，不同水深岩芯之原始有機物來源均相似，因此從微生物使用有機物的品質而言，水深變化和淺處沈積物中濁流或非濁流沈積物間並無不同，也不是控制黃鐵礦形成的重要因素。但是 785BC2A 岩芯雖與淺處兩岩芯中的濁流沈積為同一事件的堆積，但其中的原始有機物來源明顯不同，黃鐵礦化的含量也是各岩芯中最高的，似乎原始有機物的品質對黃鐵礦的形成影響很大。

有機碳含量對黃鐵礦含硫量的重量比值 (C_{org}/S_{py}) 可用於區分沈積物的沈積環境，一般海洋沈積物最終穩定之 C_{org}/S_{py} 值約 2.8 ± 1.5 (Berner and Raiswell, 1984)。高屏海底峽谷 4 根岩芯沈積物的 C_{org}/S_{py} 值隨深度的變化顯示在圖 4-2 中。取平均值來看，在淺處的 785BC9A 和 785BC8A 岩芯的濁流沈積與非濁流沈積中有明顯不同，濁流沈積物的值明顯小於非濁流沈積物的值，兩者遠大於一般海洋沈積物最終穩定之範圍。在深處的 785BC2A 和 785GC2A 岩芯沈積物中 C_{org}/S_{py} 值則明顯較低，其中 785BC2A 的值約達一般海洋沈積物的穩定值。此一變化暗示峽谷深部的岩芯的沈積環境比峽谷淺部的更為還原，進行硫酸鹽還原反應的速度可能較快。不過 4 根岩芯中有機碳含量與黃鐵礦的硫含量之間並無相關性，指出岩芯中兩者的消長並無系統性的關連 (圖 4-3 a、b、c、d)。

4.1.2 鐵物種變化與供應的影響

高屏海底峽谷的 4 根岩芯沈積物的鐵萃取分析結果以平均值來看，785BC9A 和 785BC8A 岩芯中濁流沈積層與非濁流沈積層的各种鐵物種含量並無不同，而 785BC2A 的含量則明顯少於 785BC9A 和 785BC8A 岩芯中同一次事件堆積的濁流沈積物，在 785GC2A 岩芯中的含量則介於前述資料之間，但較接近淺處岩芯的含量 (圖 3-2 a、b、c、d)。由於萃取出鐵物種含量是被黃鐵礦化作用消耗之後的結果，但又無法確知黃鐵礦中的鐵來自哪一種含鐵礦物，因此將黃鐵礦中的鐵含量加回涵蓋各種含鐵礦物的 Fe_{RH} 含量中計算沈積物中的原始鐵含量，其結果顯示岩芯間的平均含量變化仍相同，淺處的 785BC9A 和

785BC8A 岩芯中的各種鐵物種含量相近，深處的 785GC2A 岩芯則稍小於淺處兩岩芯，但在彼此誤差範圍內，只有在含有與淺處岩芯相同濁流事件沈積的 785BC2A 岩芯中，原始鐵含量明顯小於其他岩芯 (圖 3-2 a、b、c、d)。根據上述變化可知鐵物種的種類和供應量與濁流沈積物中黃鐵礦含量的增加無關，黃鐵礦含量最高的 785BC2A 岩芯也並無較高的各種鐵物種 (圖 3-3 c、3-2 c)。由於 Fe_D 代表最易被黃鐵礦化的鐵物種含量，其影響值得討論，不過若以 Fe_{RH} 含量設為 100%，計算岩芯中 Fe_D 所佔比例，發現淺處兩岩芯中的 Fe_D 所佔比例較高，且濁流沈積物也比非濁流沈積物稍高，但黃鐵礦含量最高的 785BC2A 岩芯中 Fe_D 所佔比例最低，若沈積物中的原始 Fe_D 所佔比例相近，此一關係僅表示黃鐵礦化作用先使用 Fe_D ，因此 Fe_D 所佔比例對黃鐵礦產生的影響仍不明(圖 4-4 a、b、c、d)。另外值得一提的是 785BC9A、785BC8A 和 785GC2A 岩芯中 Fe_{RH} 和 Fe_{RC} 的含量差異不大，表示岩芯中的 goethite、hematite 或 magnetite 等礦物的含量很低，但 785BC2A 岩芯中 Fe_{RH} 和 Fe_{RC} 的含量差異遠大於其他岩芯，表示岩芯中含有較多的 goethite、hematite 或 magnetite 等礦物，此一特徵可能與沈積物來源組成不同有關 (圖 3-2 a、b、c、d)。

4.1.3 黃鐵礦化程度

沈積物中的含鐵礦物被黃鐵礦化的程度用 DOP 值表示，依照不同萃取方式得到的不同鐵物種含量可分別計算不同鐵物種的 DOP 值，不過因為難以確知各種含鐵礦物對於黃鐵礦形成的實際貢獻，因此不同計算的絕對數值之間無法詳加比較，但相同計算在岩芯中或岩芯間的相對變化可做比較。另外前人文獻多以 Fe_{RH} 或 Fe_{RC} 含量做為尚可反應為黃鐵礦的總鐵含量、 Fe_D 含量做為易反應為黃鐵礦的鐵含量，進一步討論黃鐵礦化的程度。高屏海底峽谷的 4 根岩芯分析結果顯示於圖 4-5，當然根據 Fe_D 值計算的 DOP 均大於根據 Fe_{RH} 和 Fe_{RC} 鐵物種，而且變化趨勢不無相異之處。取平均值來看，785BC9A 和 785BC8A 岩芯中濁流沈積物的 DOP 值均明顯大於非濁流沈積物 (圖 4-5)，顯然濁流沈積物

有利於鐵的硫化反應，而在峽谷深部的 785BC2A 和 785GC2A 岩芯沈積物的 DOP 值亦明顯高於峽谷淺部岩芯的濁流沈積物，因此水深增加與濁流都可能是促進黃鐵礦化的因子，與附近陸坡區域研究類似，水深相對於陸棚較深的陸坡以及相對快速的沈積速率，使黃鐵礦埋藏量高於陸棚區域 (陳金良, 1996)。

785BC2A 岩芯的 DOP 值明顯高於淺處同次濁流事件的沈積，也高於同一採樣位置的前次濁流沈積物，其特殊性值得進一步探討。

含鐵礦物的硫化程度直接影響最終產生的黃鐵礦含量，高屏海底峽谷 4 根岩芯中平均黃鐵礦硫含量的相對大小關係與黃鐵礦化程度的變化一致 (圖 3-3、4-5)。高屏海底峽谷的 4 根岩芯中根據 Fe_D 值計算的 DOP 值均未達 50%，由於 Fe_D 是較容易反應成黃鐵礦的鐵物種，若在無氧沈積環境中其含量減少至 50% 最長時間約需一個月 (Raiswell and Canfield, 1998)，而從濁流事件發生到採樣時間約距離 7 個月，說明高屏海底峽谷含鐵礦物被硫化的環境並非缺氧狀況。微生物的硫酸鹽還原作用產生硫化氫的被保存程度可能影響後續含鐵礦物與硫化物的反應，進而決定黃鐵礦的含量與 DOP 值，因此相較於非濁流沈積物，濁流沈積物可能對有機碳、含鐵礦物和硫化氫的保存都有正面影響，並促進含鐵礦物的硫化，造成最終濁流沈積物所埋藏的黃鐵礦含量高於非濁流沈積物，結果類似附近的陸坡區域研究，相對快速的沈積速率使沈積物有利於埋藏有機碳，促進沈積物中進行硫酸鹽還原作用並有利於黃鐵礦埋藏 (陳金良, 1996)。沈積環境的水深增加，也同樣有利於黃鐵礦的形成，因此峽谷深部岩芯沈積物的 DOP 值也明顯較高。

綜合上述對於有機物、含鐵礦物和黃鐵礦化程度的分析結果，均指出高屏海底峽谷濁流沈積物相對於非濁流沈積物可代謝較多的有機碳、形成較多的黃鐵礦，但對應的有機物與含鐵礦物含量並未在濁流沈積物中明顯增加，岩芯中的黃鐵礦化程度雖有高低之分，但整體而言程度很低，應不可能受限於鐵的供應而在濁流與非濁流沈積物中產生差異，因此濁流沈積事件本身造成的環境改變以及水深的

變化，很可能是促進黃鐵礦的形成的主因。



4.2 枋寮海底峽谷中影響沈積型黃鐵礦形成的因素

本研究分析採自枋寮海底峽谷的 2 根沈積物岩芯，分佈在不同水深，其中 825BC16 岩芯位於峽谷淺部，且有濁流沈積物和非濁流沈積物的分層，而 853GT5 岩芯位於峽谷深部，並無快速沈積事件。淺部 825BC16 岩芯中濁流沈積物內的黃鐵礦含量最高，非濁流沈積物次之，深部 853GT5 岩芯內的黃鐵礦含量最低 (圖 3-3 e、f)。

4.2.1 有機物供應的影響

從有機碳的分析結果顯示 825BC16 岩芯的濁流沈積物和非濁流沈積物的 TOC 含量並無差異 (圖 3-1 e)，加入產生黃鐵礦所消耗的有機碳所計算出的原始有機碳含量，在兩者之間也無差異 (圖 3-1 e)，而 853GT5 岩芯沈積物的 TOC 含量則較低 (圖 3-1 f)。顯然淺處岩芯中濁流沈積物內較高的黃鐵礦含量與有機碳含量無關，但深處岩芯的有機碳含量和黃鐵礦含量都較淺處岩芯為低，因此有機碳含量可能是控制不同水深岩芯中黃鐵礦含量的因素。

2 根岩芯中有機碳對總氮的莫耳比值 (C_{org}/N_{total}) 稍有不同，深處岩芯稍高於淺處岩芯，但淺處岩芯中該比值在濁流與非濁流沈積物之間並無不同 (圖 4-1 e、f)。若以黃鐵礦含量估算原始有機碳含量再計算原始有機碳對氮的莫耳比值，結果顯示兩岩芯中該比值非常接近，介於 6.7 和 6.9 之間，推測岩芯中的有機物應屬海源為主 (圖 4-1 e、f)。由於該比值在不同水深岩芯和淺處岩芯中濁流或非濁流沈積物間並無不同，因此有機物的品質不是控制黃鐵礦形成多寡的因素。

枋寮海底峽谷 2 根岩芯沈積物的 C_{org}/S_{py} 值隨深度的變化顯示在圖 4-2 中。取平均值來看，在淺處的 825BC16 岩芯的濁流沈積與非濁流沈積中有所不同，濁流沈積物的值小於非濁流沈積物的值，兩者均大於一般海洋沈積物最終穩定之範圍；在深處的 853GT5 岩芯中該值明顯較大。此一變化暗示峽谷淺部岩芯的沈積環境中硫酸鹽還原反應進行的速度可能較比峽谷深部的岩芯快，不過 2 根岩芯的有機碳含量與黃鐵礦中硫含量之間並無相關性，指出岩芯中兩者間的變

動並無系統性的關連 (圖 4-3 e、f)。

4.2.2 鐵物種變化與供應的影響

枋寮海底峽谷的 2 根岩芯沈積物的鐵萃取分析結果以平均值來看有明顯不同，深處 853GT5 岩芯的各種含鐵礦物含量都少於淺處 825BC16 岩芯，而淺處 825BC16 岩芯中濁流沈積層與非濁流沈積層的各種鐵物種含量則並無不同 (圖 3-2 e、f)。將黃鐵礦中的鐵加入 Fe_{RH} 含量中計算沈積物中的原始鐵含量，其結果仍相同，顯示淺處 825BC16 岩芯中濁流沈積層內較高的黃鐵礦含量與鐵物種的供應量無關，但深處穩定沈積的沈積物中黃鐵礦含量較低卻可能與鐵物種的供應量有關 (圖 3-2)。計算岩芯中 Fe_D 所佔比例，發現淺處岩芯中的 Fe_D 所佔比例較高，但在濁流與非濁流沈積物中沒有差別，深處岩芯中的 Fe_D 所佔比例較低，產生的黃鐵礦含量較少，因此 Fe_D 所佔比例跟黃鐵礦產生有正相關 (圖 3-3、4-4)。枋寮海底峽谷岩芯中 Fe_{RH} 和 Fe_{RC} 的含量差異很大，此一特徵可能與沈積物來源組成有關，沈積物中 goethite、hematite 或 magnetite 等礦物的含量很高 (圖 3-2 e、f)。

4.2.3 黃鐵礦化程度

枋寮海底峽谷的 2 根岩芯的黃鐵礦化程度分析結果顯示於圖 4-5 中，不同鐵物種計算的 DOP 值的變化趨勢相同。取平均值來看，淺處 825BC16 岩芯中濁流沈積物的 DOP 值大於非濁流沈積物，表示濁流沈積物有利於鐵的硫化反應，而在峽谷深部穩定沈積的 853GT5 岩芯沈積物中 DOP 值明顯低於峽谷淺部岩芯，顯然濁流是促進黃鐵礦化的重要因子，水深增加並未促進黃鐵礦化。2 根岩芯中根據 Fe_D 值計算的 DOP 值均未達 50%，而從濁流事件發生到採樣時間約距離 2 個月，表示枋寮海底峽谷含鐵礦物被硫化的環境並非缺氧狀況。

綜合上述有機碳、鐵物種含量和黃鐵礦化程度的分析結果可知濁流沈積物中的有機碳和含鐵礦物含量與非濁流沈積物並無不同，但有較高的黃鐵礦含量和 DOP 值，穩定沈積環境的黃鐵礦化程度較低，說明枋寮海底峽谷濁流沈積事件確實可促進黃鐵礦的生成。

4.3 高屏海底峽谷與枋寮海底峽谷之比較與綜合討論

高屏海底峽谷和枋寮海底峽谷的濁流沈積物具有相同的黃鐵礦化特徵，其黃鐵礦化程度都大於非濁流沈積物，但有機碳和含鐵礦物的含量在濁流沈積物中並無顯著變化，整體沈積環境也屬於有氧環境，黃鐵礦化程度普遍偏低，含鐵礦物的供應不是限制因子因此濁流帶來的快速沈積事件可能產生相對還原的環境，有利於微生物硫酸鹽還原作用並可促進鐵的黃鐵礦化，最終埋藏較多的黃鐵礦。

在有機碳含量和 C_{org}/N_{total} 值方面，兩峽谷並無顯著不同，但含鐵礦物的總量和組成卻有明顯的差異，表示沈積物來源可能有所不同。前人研究也指出二個海底峽谷的濁流沈積物的成因不同，高屏海底峽谷的濁流沈積物來自高屏溪的洪氾事件，而枋寮海底峽谷的濁流沈積物則來自邊坡崩塌（曾靜宜, 2009）。比較同為淺處岩芯中的濁流沈積物，可知枋寮海底峽谷的濁流沈積物 DOP 值高於高屏海底峽谷的濁流沈積物，推測因枋寮海底峽谷較缺乏陸源的沈積物輸入，邊坡崩塌的濁流沈積物除了促進沈積之後的黃鐵礦化作用，也可能來自邊坡的沈積物中已含有黃鐵礦，而使其黃鐵礦化程度高於高屏海底峽谷。

本研究分析的高屏海底峽谷和枋寮海底峽谷岩芯中，有部分岩芯含有穩定沈積的部分且有不同水深，因此將分析所得的各種資料與水深比較，發現水深與 C_{org}/N_{total} 和 C_{org}/S_{py} 值呈負相關，與黃鐵礦含量和黃鐵礦化程度呈正相關。考慮同一峽谷沈積物為同來源組成而選取高屏海底峽谷之三支岩芯，雖然只有三組可比對的資料組合，但其相關性顯示水深較深的環境可促進黃鐵礦化作用的進行（圖 4-6）。

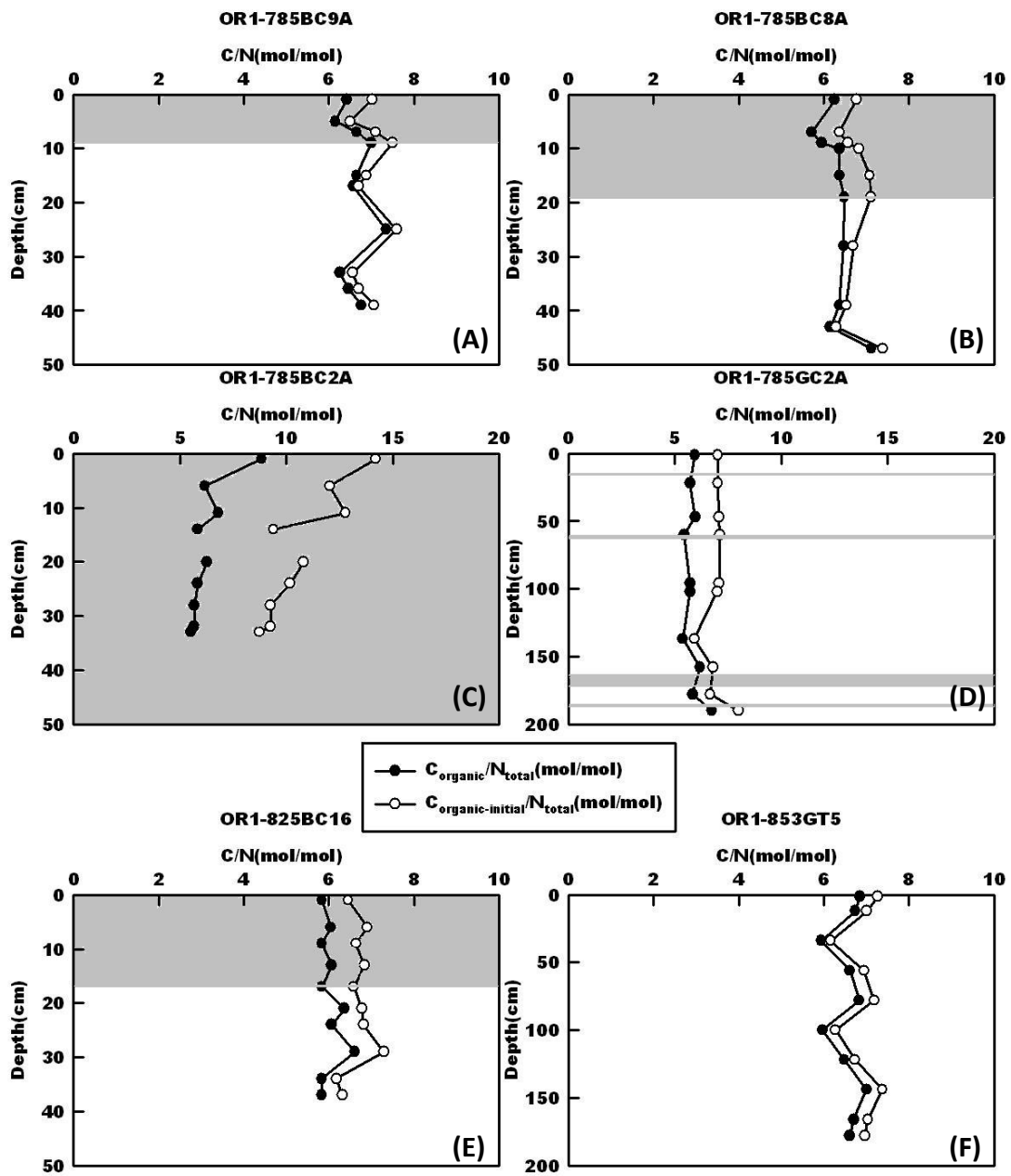


圖 4-1、峽谷沈積物岩芯深度與碳氮比值之關係。(濁流層為圖中灰色部分)

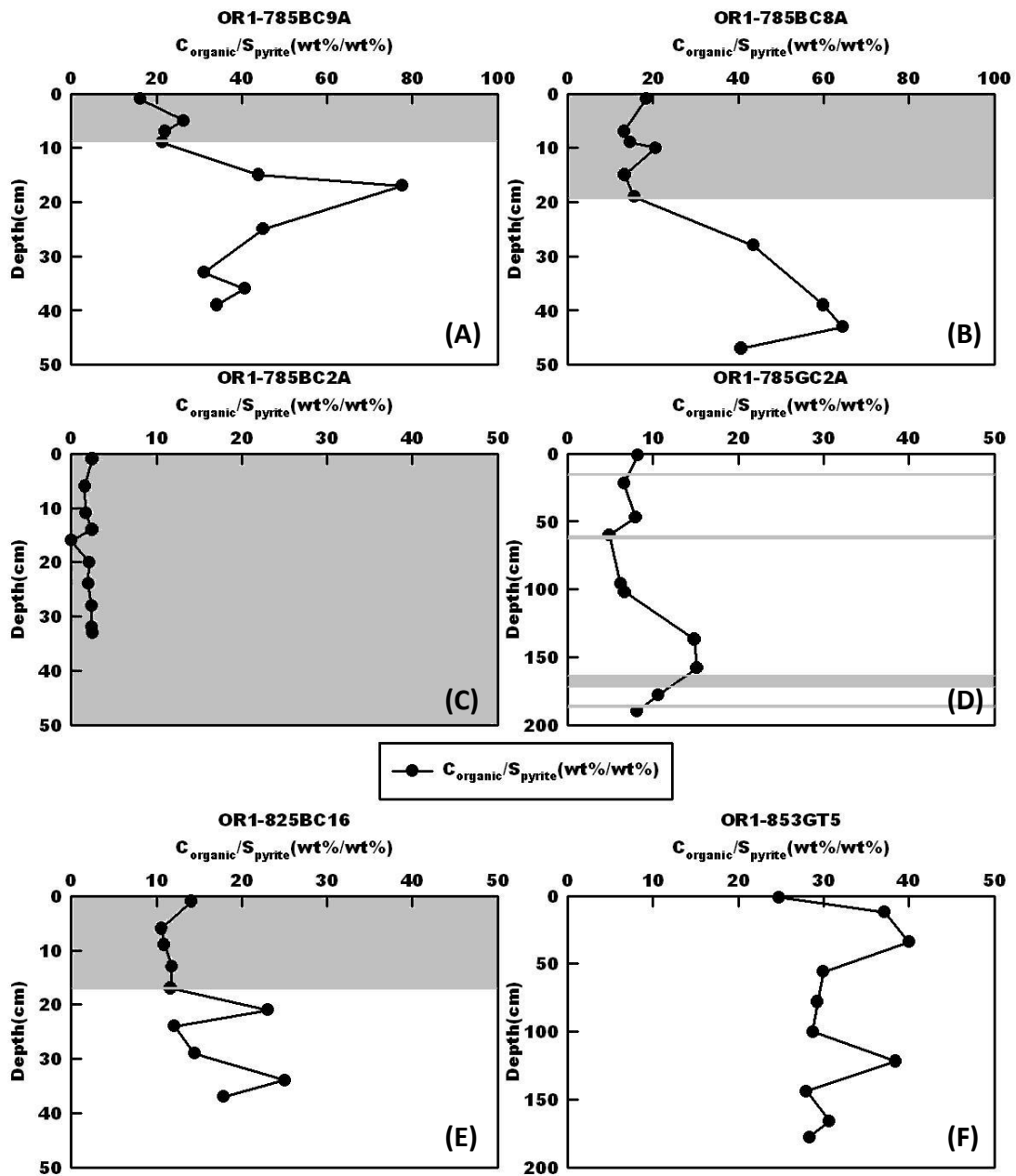


圖 4-2、峽谷沈積物岩芯深度與碳硫比之關係。(濁流層為圖中灰色部分)

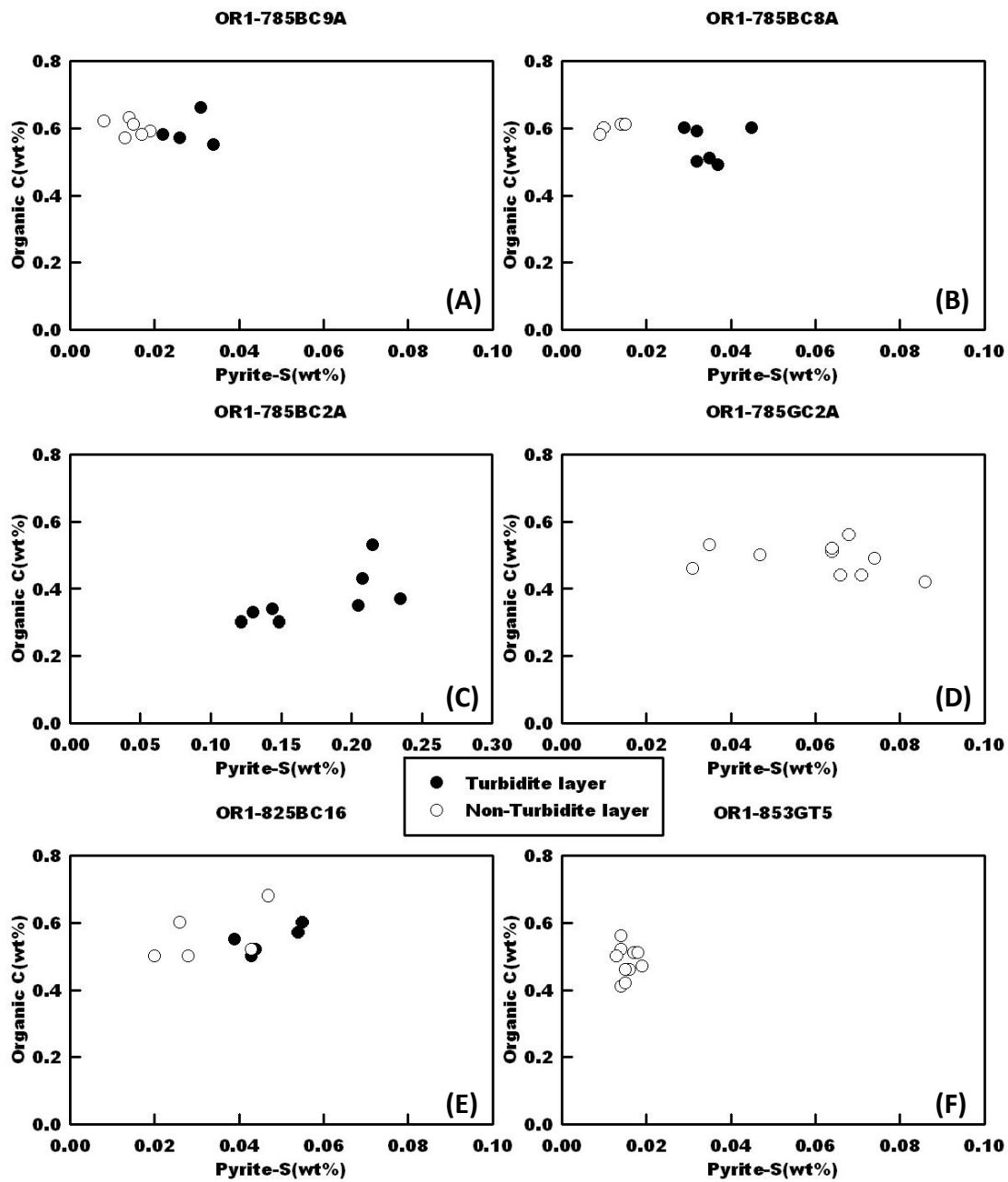


圖 4-3、峽谷沈積物各岩芯有機碳含量與黃鐵礦-硫之關係。

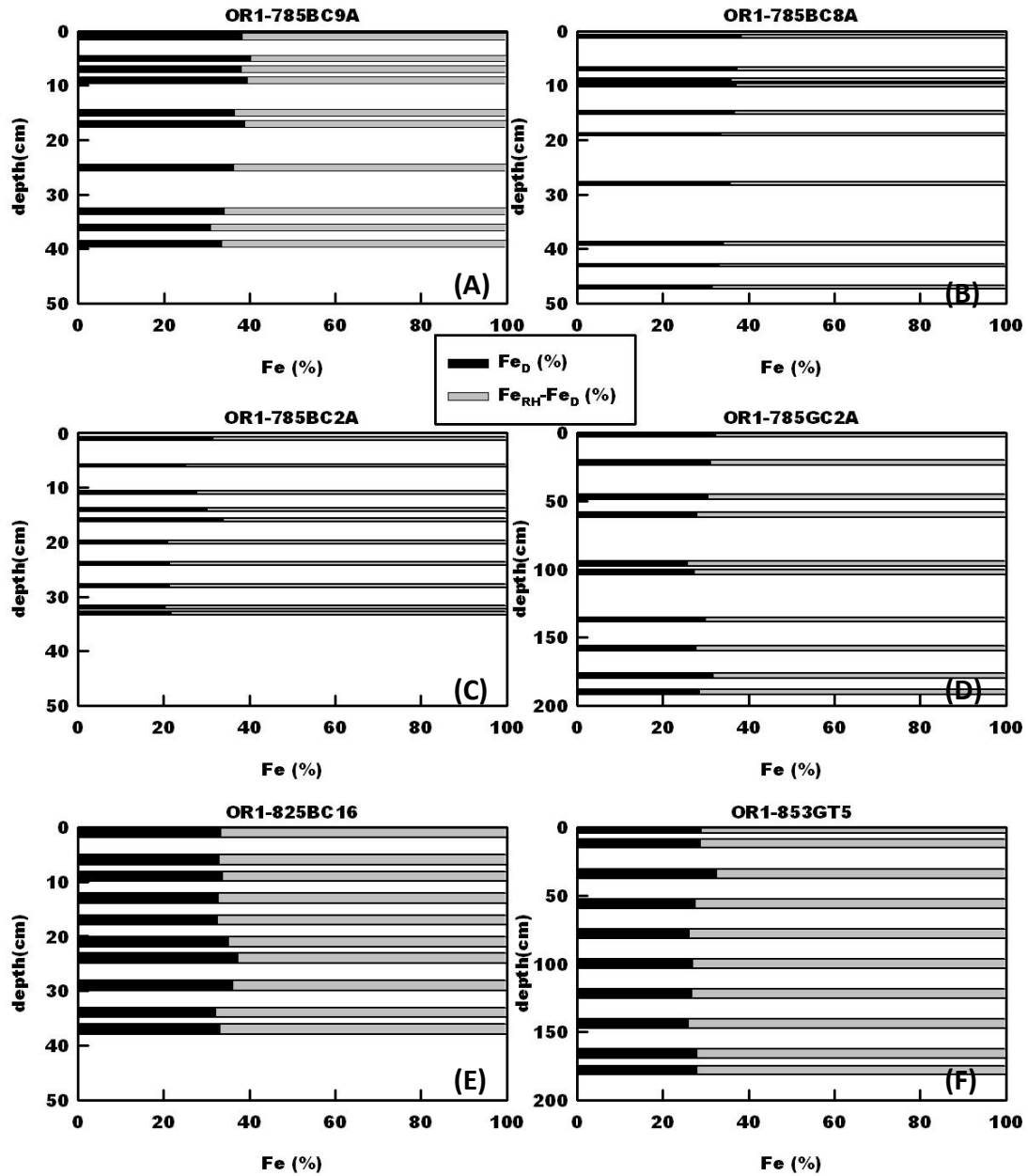


圖 4-4、峽谷沈積物各岩芯 Fe_D 佔 Fe_{RH} 鐵物種含量百分比之關係。

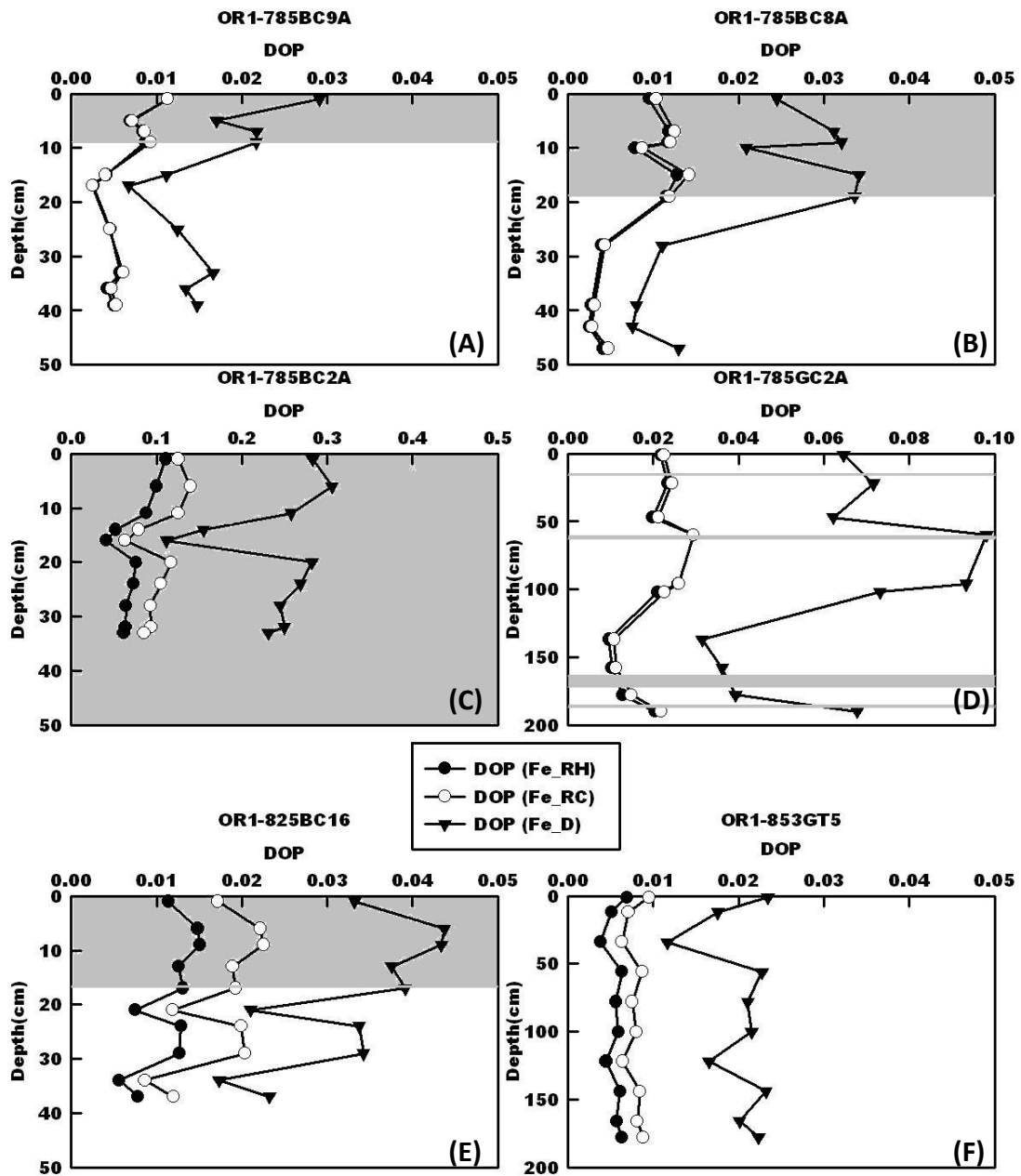


圖 4-5、峽谷沈積物岩芯深度與黃鐵礦化程度之關係。(濁流層為圖中灰色部分)

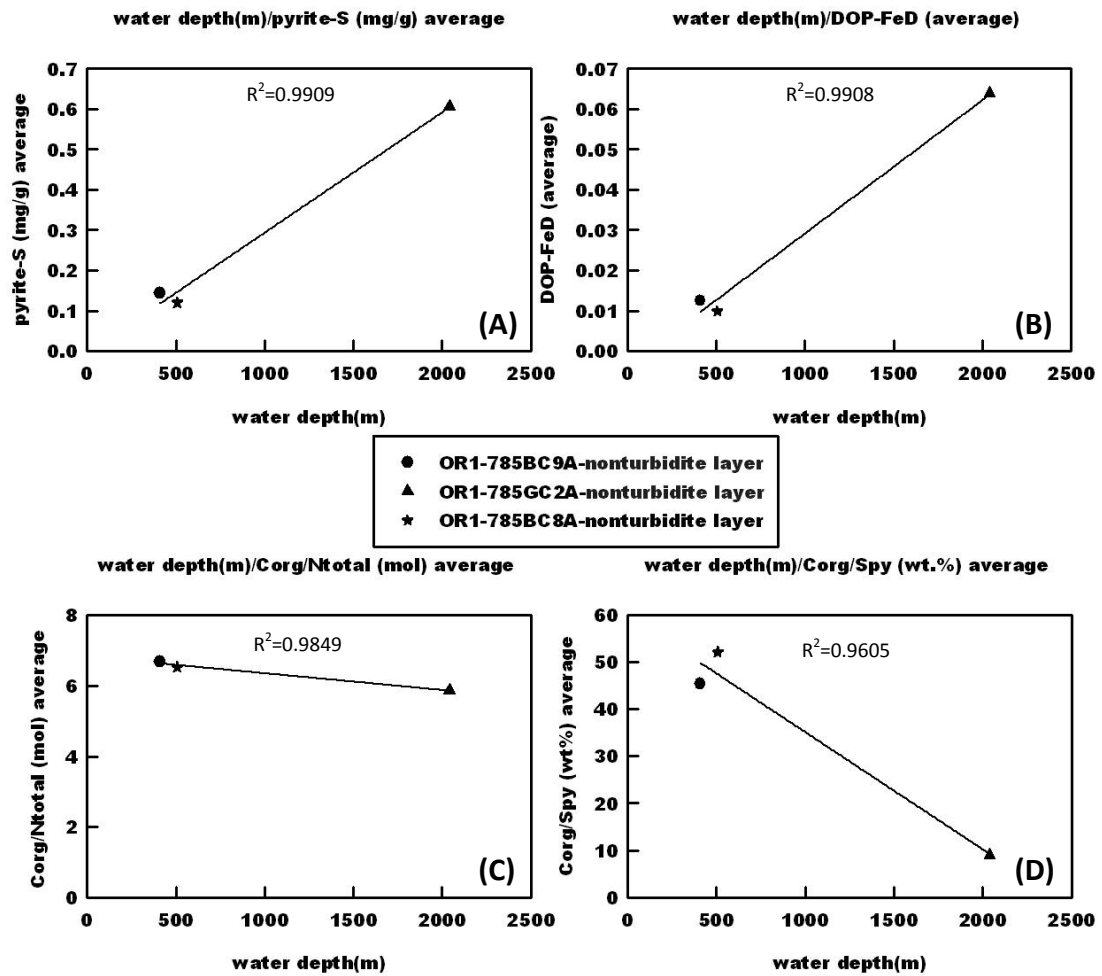


圖 4-6、峽谷沈積物穩定沈積部分岩芯水深與各黃鐵礦化特徵參數之關係。

第五章 結論

本研究分析高屏海底峽谷和枋寮海底峽谷中濁流沈積與非濁流沈積的地球化學特徵，希望瞭解濁流沈積對於沈積型黃鐵礦形成的影響，獲得以下幾項結果。

1. 高屏海底峽谷濁流沈積物中的黃鐵礦含量與黃鐵礦化程度大於非濁流沈積物，峽谷深處濁流沈積物的黃鐵礦含量與黃鐵礦化程度亦大於峽谷淺處濁流沈積物。枋寮海底峽谷淺處濁流沈積物中的黃鐵礦含量與黃鐵礦化程度大於非濁流沈積物，但峽谷深部穩定沈積的沈積物中黃鐵礦含量較低。
2. 二峽谷沈積物中的濁流沈積與非濁流沈積在同一岩芯中的其他地化特徵相似，有機碳、鐵物種含量和碳氮比值均無明顯差異，因此有機碳含量、來源和鐵物種含量與濁流層中有較高黃鐵礦含量和黃鐵礦化程度無關，並非促進濁流沈積物中黃鐵礦產生的因素。推測濁流沈積是促進黃鐵礦產生的主因，可能是快速的濁流堆積產生了局部的還原環境，而有利於黃鐵礦化作用的進行。
3. 比較枋寮海底峽谷不同水深的穩定沈積物地化特徵，可知在深處岩芯黃鐵礦化程度小的沈積物中，其有機碳和可反應鐵的供應也較少。比較高屏海底峽谷穩定沈積的水深與黃鐵礦化作用的相關參數，發現水深與 C_{org}/N_{total} 比值、 C_{org}/S_{py} 比值均呈負相關，但與黃鐵礦含量和黃鐵礦化程度呈正相關，因此水深應是穩定沈積環境中控制黃鐵礦化作用的主因。

參考文獻

英文部分：

- Berner, R.A., 1970, Sedimentary pyrite formation: *American Journal of Science*, v. 268, p. 1-23.
- , 1982, Burial of organic carbon and pyrite sulfur in the modern ocean; its geochemical and environmental significance: *American Journal of Science*, v. 282, p. 451-473.
- , 1984, Sedimentary pyrite formation: An update: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 48, p. 605-615.
- Berner, R.A., and Raiswell, R., 1983, Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over phanerozoic time: a new theory: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 47, p. 855-862.
- , 1984, C/S method for distinguishing freshwater from marine sedimentary rocks: *Geology*, v. 12, p. 365-368.
- Goldhaber, M.B. and Kaplan, I.R., 1974. The sulfur cycle. In: E.D. Goldhaber (Editor), *The sea*, Vol. 5. Wiley, New York, N.Y., pp. 569-655.
- Kendall, C., Silva, S.R., and Kelly, V.J., 2001, Carbon and nitrogen isotopic compositions of particulate organic matter in four large river systems across the United States: *Hydrological Processes*, v. 15, p. 1301-1346.
- Leventhal, J., and Taylor, C., 1990, Comparison of methods to determine degree of pyritization: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, p. 2621-2625.
- Libes, S.M., 2009, *Introduction to marine biogeochemistry*: Boston, Elsevier Academic, pp. 909.
- Lyons, T.W., and Severmann, S., 2006, A critical look at iron paleoredox proxies: New insights from modern euxinic marine basins: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 70, p. 5698-5722.
- Otero, X.L., Huerta-Diaz, M.A., and Macías, F., 2003, Influence of a turbidite deposit on the extent of pyritization of iron, manganese and trace metals in sediments from the Guaymas Basin, Gulf of California (Mexico): *Applied Geochemistry*, v. 18, p. 1149-1163.
- Raiswell, R., Buckley, F., Berner, R.A., and Anderson, T.F., 1988, Degree of pyritization of iron as a paleoenvironmental indicator of bottom-water oxygenation: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 58, p. 812-819.
- Raiswell, R., and Canfield, D.E., 1998, Sources of iron for pyrite formation in marine sediments: *American Journal of Science*, v. 298, p. 219-245.
- Raiswell, R., Canfield, D.E., and Berner, R.A., 1994, A comparison of iron extraction methods for the determination of degree of pyritisation and the recognition of

- iron-limited pyrite formation: *Chemical Geology*, v. 111, p. 101-110.
- Redfield, A.C., Ketchum, B.H. Richards, F.A., 1963, The influence of organisms in the Composition of Sea-water. In: Hill, M.N. (Ed.), *The sea*, vol. 2. Wiley, New York, pp. 26-77.
- Westrich, J.T., and Berner, R.A., 1984, The Role of Sedimentary Organic Matter in Bacterial Sulfate Reduction: The G Model Tested: *Limnology and Oceanography*, v. 29, p. 236-249.

中文部分：

http://www.niea.gov.tw/analysis/method/methodfile.asp?mt_niea=W422.52B 行政院環境保護署環境檢驗所網站

- 黃國銘 (1994) 台灣東北海域陸棚與陸坡地區沉積物之硫酸鹽還原作用。國立台灣大學海洋研究所碩士論文，87 頁。
- 陳金良 (1996) 臺灣西岸陸棚坡沈積物硫酸鹽還原作用與有機碳之沈降通量。國立台灣大學海洋研究所碩士論文，69 頁。
- 吳政哲 (1997) 東海陸坡沈積物重金屬之埋藏與自生黃鐵礦物相關性之研究。國立台灣大學海洋研究所碩士論文，55 頁。
- 陳儀清 (1997) 臺灣西南外海海床表層沉積現象之研究。國立台灣大學海洋研究所博士論文，160 頁。
- 林富良 (2000) 東海陸棚沉積物於有機碳限制下硫酸鹽還原速率之時序變化。國立台灣大學海洋研究所碩士論文，72 頁。
- 潘榮良 (2002) 屏東大鵬灣之硫化礦物物種與硫酸鹽還原作用之研究。國立台灣大學海洋研究所碩士論文，64 頁。
- 謝偉琦 (2006) 台灣西南海域沉積物之硫酸鹽還原作用與甲烷擴散之關係。國立台灣大學海洋研究所碩士論文，60 頁。
- 許鳳心 (2008) 台灣西南海域陸源有機碳沉降受鄰近島嶼型河川顆粒傳輸影響之研究。國立台灣大學海洋研究所碩士論文，70 頁。
- 曾靜宜 (2009) 台灣西南海域陸棚及峽谷內沈積物傳輸方式。國立台灣大學海洋研究所碩士論文，76 頁。

附錄

附表一、OR1-785BC9A 岩芯資料

Station ID: OR1-785BC9A Longitude(°E): 120.2077

Water depth (m): 410 Latitude(°N): 22.3563

Depth (cm)	S _{py} (mg/g)	S _{py} (mg/g) STD	Fe _{RH} (mg/g)	Fe _{RH} (mg/g) STD	Fe _{RC} (mg/g)	Fe _{RD} (mg/g) STD	Fe _D (mg/g)	Fe _D (mg/g) STD	Fe _D /Fe _{RH} (wt%)	Fe _{py} (mg/g)	Pyrite (mg/g)	Fe _{py} +Fe _{RH} (mg/g)
1	0.34	0.02	25.92	0.57	25.90	0.16	9.90	0.01	38.19	0.30	0.64	26.22
5	0.22	0.00	27.53	0.93	26.61	1.99	11.07	0.10	40.21	0.19	0.41	27.72
7	0.26	0.01	26.89	0.25	26.25	1.17	10.21	0.08	37.97	0.23	0.49	27.12
9	0.31	0.03	30.86	0.41	28.82	0.67	12.19	0.10	39.50	0.27	0.58	31.13
1-9	0.28	0.05	27.80	2.14	26.90	1.32	10.84	1.03	38.97	0.25 ± 0.03	0.53 ± 0.10	28.1 ± 2.1
15	0.13	0.01	27.47	1.39	28.32	2.34	10.04	0.31	36.55	0.11	0.24	27.58
17	0.08	0.00	26.62	4.21	28.04	0.58	10.32	0.04	38.77	0.07	0.15	26.69
25	0.14	0.01	26.66	0.80	27.14	0.67	9.69	0.31	36.35	0.12	0.26	26.78
33	0.19	0.00	28.77	0.06	27.16	0.23	9.81	0.01	34.10	0.17	0.36	28.94
36	0.15	0.00	31.13	2.89	27.83	0.35	9.62	0.02	30.90	0.13	0.28	31.26
39	0.17	0.01	29.52	0.28	28.05	0.03	9.89	0.18	33.50	0.15	0.32	29.67
15-39	0.14	0.04	28.36	1.78	27.76	0.50	9.90	0.26	35.03	0.12 ± 0.03	0.27 ± 0.07	28.5 ± 1.8

* STD=standard deviation

附表一(續)

Depth (cm)	DOP_Fe _{RH}	DOP_Fe _{RC}	DOP_Fe _D	TN (wt.%)	TN (wt.) STD	TC (wt.%)	TC (wt.) STD	TOC (wt.%)	TOC (wt.) STD	TIC (wt.%)
1	0.011	0.011	0.029	0.10	0.00	0.82	0.00	0.55	0.00	0.27
5	0.007	0.007	0.017	0.11	0.00	0.80	0.00	0.58	0.00	0.22
7	0.008	0.009	0.022	0.10	0.00	0.83	0.00	0.57	0.01	0.26
9	0.009	0.009	0.022	0.11	0.01	0.89	0.00	0.66	0.00	0.23
1-9	0.009 ± 0.002	0.009 ± 0.002	0.022 ± 0.005	0.11	0.01	0.84	0.04	0.59	0.05	0.25
15	0.004	0.004	0.011	0.10	0.01	0.90	0.01	0.57	0.00	0.33
17	0.003	0.002	0.007	0.11	0.00	0.95	0.04	0.62	0.01	0.33
25	0.005	0.004	0.012	0.10	0.01	0.96	0.00	0.63	0.01	0.33
33	0.006	0.006	0.017	0.11	0.00	0.91	0.00	0.59	0.00	0.32
36	0.004	0.005	0.013	0.11	0.00	0.94	0.00	0.61	0.00	0.33
39	0.005	0.005	0.015	0.10	0.00	0.90	0.00	0.58	0.00	0.32
15-39	0.004 ± 0.001	0.005 ± 0.001	0.013 ± 0.003	0.11	0.01	0.93	0.03	0.60	0.02	0.33 ± 0.01

附表一(續)

Depth (cm)	OC _{py} * (mg/g)	TOC _{initial} [#] (mg/g)	C _{org} /N _{total} (mol/mol)	C _{org-initial} /N _{total} (mol/mol)	C _{org} /S _{py} (wt.%/wt.%)
1	0.51	6.01	6.4	7.0	16.2
5	0.33	6.13	6.2	6.5	26.4
7	0.39	6.09	6.7	7.1	21.9
9	0.47	7.07	7.0	7.5	21.3
1-9	0.42 ± 0.08	6.32 ± 0.50	6.6 ± 0.4	7.0 ± 0.4	21.4 ± 4.2
15	0.20	5.90	6.7	6.9	43.8
17	0.12	6.32	6.6	6.7	77.5
25	0.21	6.51	7.4	7.6	45.0
33	0.29	6.19	6.3	6.6	31.1
36	0.23	6.33	6.5	6.7	40.7
39	0.26	6.06	6.8	7.1	34.1
15-39	0.22 ± 0.06	6.22 ± 0.22	6.7 ± 0.4	6.9 ± 0.4	45.4 ± 16.7

* Organic carbon consumption by pyrite formation.

[#] TOC_{initial} = OC_{py} + TOC

附表二、OR1-785BC8A 岩芯資料

Station ID: OR1-785BC8A Longitude(°E): 120.272

Water depth(m): 507 Latitude(°N): 22.3123

Depth (cm)	S _{py} (mg/g)	S _{py} (mg/g) STD	Fe _{RH} (mg/g)	Fe _{RH} (mg/g) STD	Fe _{RC} (mg/g)	Fe _{RD} (mg/g) STD	Fe _D (mg/g)	Fe _D (mg/g) STD	Fe _D /Fe _{RH} (wt%)	Fe _{py} (mg/g)	Pyrite (mg/g)	Fe _{py} +Fe _{RH} (mg/g)
1	0.32	0.00	29.03	1.00	26.66	1.26	11.10	0.21	38.24	0.28	0.60	29.31
7	0.37	0.02	26.91	0.07	25.44	0.16	10.03	0.11	37.27	0.32	0.69	27.23
9	0.35	0.00	25.63	1.82	25.04	0.05	9.21	0.07	35.93	0.31	0.66	25.94
10	0.29	0.00	31.88	0.09	28.71	0.19	11.84	0.16	37.14	0.25	0.54	32.13
15	0.45	0.00	30.24	0.48	27.24	0.07	11.11	0.33	36.74	0.39	0.84	30.63
19	0.32	0.01	23.89	0.89	23.16	0.97	8.02	0.02	33.57	0.28	0.60	24.17
1-19	0.35	0.06	27.93	2.99	26.04	1.93	10.22	1.42	36.48	0.31 ± 0.05	0.66 ± 0.11	28.2 ± 3.0
28	0.14	0.01	30.62	1.29	28.01	0.60	10.90	0.12	35.60	0.12	0.26	30.74
39	0.10	0.01	31.50	0.05	27.91	0.22	10.76	0.06	34.16	0.09	0.19	31.59
43	0.09	0.01	31.28	0.13	27.75	0.80	10.34	0.06	33.06	0.08	0.17	31.36
47	0.15	0.00	31.43	0.80	27.50	0.73	9.92	0.12	31.56	0.13	0.28	31.56
28-47	0.12	0.03	31.21	0.40	27.79	0.22	10.48	0.44	33.59	0.10 ± 0.03	0.22 ± 0.06	31.3 ± 0.4

附表二(續)

Depth (cm)	DOP_Fe _{RH}	DOP_Fe _{RC}	DOP_Fe _D	TN (wt.%)	TN (wt.) STD	TC (wt.%)	TC (wt.) STD	TOC (wt.%)	TOC (wt.) STD	TIC (wt.%)
1	0.010	0.010	0.025	0.11	0.01	0.78	0.01	0.59	0.01	0.19
7	0.012	0.013	0.031	0.10	0.00	0.75	0.00	0.49	0.00	0.26
9	0.012	0.012	0.032	0.10	0.00	0.78	0.01	0.51	0.01	0.27
10	0.008	0.009	0.021	0.11	0.01	0.79	0.01	0.60	0.00	0.19
15	0.013	0.014	0.034	0.11	0.00	0.84	0.00	0.60	0.01	0.24
19	0.012	0.012	0.034	0.09	0.00	0.82	0.01	0.50	0.01	0.32
1-19	0.011 ± 0.002	0.012 ± 0.002	0.029 ± 0.005	0.10	0.01	0.79	0.03	0.55	0.05	0.25
28	0.004	0.004	0.011	0.11	0.01	0.91	0.01	0.61	0.01	0.30
39	0.003	0.003	0.008	0.11	0.00	0.90	0.01	0.60	0.00	0.30
43	0.003	0.003	0.008	0.11	0.00	0.89	0.00	0.58	0.01	0.31
47	0.004	0.005	0.013	0.10	0.00	0.90	0.01	0.61	0.00	0.29
28-47	0.003 ± 0.001	0.004 ± 0.001	0.010 ± 0.003	0.11	0.01	0.90	0.01	0.60	0.01	0.30 ± 0.01

附表二(續)

Depth (cm)	OC _{py} * (mg/g)	TOC _{initial} [#] (mg/g)	C _{org} /N _{total} (mol/mol)	C _{org-initial} /N _{total} (mol/mol)	C _{org} /S _{py} (wt.%/wt.%)
1	0.48	6.38	6.3	6.8	18.4
7	0.56	5.46	5.7	6.4	13.2
9	0.53	5.63	6.0	6.6	14.6
10	0.44	6.44	6.4	6.8	20.7
15	0.68	6.68	6.4	7.1	13.3
19	0.48	5.48	6.5	7.1	15.6
1-19	0.53 ± 0.8	6.01 ± 0.55	6.2 ± 0.3	6.8 ± 0.3	16.0 ± 3.0
28	0.21	6.31	6.5	6.7	43.6
39	0.15	6.15	6.4	6.5	60.0
43	0.14	5.94	6.2	6.3	64.4
47	0.23	6.33	7.1	7.4	40.7
28-39	0.18 ± 0.04	6.18 ± 0.18	6.5 ± 0.4	6.7 ± 0.5	52.2 ± 11.8

* Organic carbon consumption by pyrite formation.

[#] TOC_{initial} = OC_{py} + TOC

附表三、OR1-785BC2A 岩芯資料

Station ID: OR1-785BC2A Longitude(°E): 120.1917

Water depth(m): 2040 Latitude(°N): 21.9025

Depth (cm)	S _{py} (mg/g)	S _{py} (mg/g) STD	Fe _{RH} (mg/g)	Fe _{RH} (mg/g) STD	Fe _{RC} (mg/g)	Fe _{RD} (mg/g) STD	Fe _D (mg/g)	Fe _D (mg/g) STD	Fe _D /Fe _{RH} (wt%)	Fe _{py} (mg/g)	Pyrite (mg/g)	Fe _{py} +Fe _{RH} (mg/g)
1	2.15	0.08	15.09	1.38	13.08	0.47	4.75	0.02	31.48	1.87	4.02	16.96
6	2.35	0.16	18.56	0.65	12.60	0.59	4.66	0.20	25.11	2.05	4.40	20.61
11	2.05	0.08	18.56	0.97	12.47	0.16	5.15	0.22	27.75	1.79	3.84	20.35
14	1.22	0.03	19.24	1.50	12.37	0.04	5.80	0.00	30.15	1.06	2.28	20.30
16	0.92	0.12	18.77	0.78	11.86	0.04	6.37	0.47	33.94	0.80	1.72	19.57
20	2.08	0.17	22.12	0.16	13.69	0.01	4.62	0.33	20.89	1.81	3.89	23.93
24	1.49	0.01	16.57	1.02	11.08	0.07	3.54	0.10	21.36	1.30	2.79	17.87
28	1.44	0.07	18.24	0.07	12.29	0.15	3.88	0.03	21.27	1.26	2.70	19.50
32	1.44	0.07	18.52	0.03	12.20	0.38	3.77	0.14	20.36	1.26	2.70	19.78
33	1.30	0.03	17.31	0.39	12.15	0.08	3.77	0.14	21.78	1.13	2.43	18.44
1-33	1.64	0.48	18.30	1.83	12.38	0.69	4.631	0.94	25.41	1.43 ± 0.41	3.08 ± 0.89	19.7 ± 1.9

附表三(續)

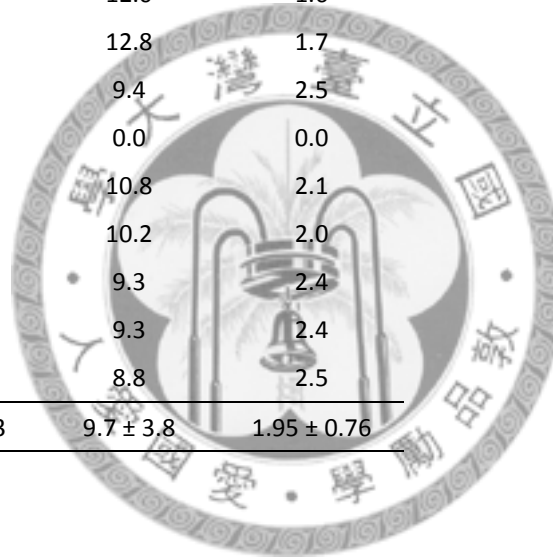
Depth (cm)	DOP_Fe _{RH}	DOP_Fe _{RC}	DOP_Fe _D	TN (wt.%)	TN (wt.) STD	TC (wt.%)	TC (wt.) STD	TOC (wt.%)	TOC (wt.) STD	TIC (wt.%)
1	0.110	0.125	0.283	0.07	0.00	0.70	0.02	0.53	0.14	0.17
6	0.099	0.140	0.305	0.07	0.00	0.67	0.02	0.37	0.01	0.30
11	0.088	0.125	0.258	0.06	0.00	0.65	0.05	0.35	0.00	0.30
14	0.052	0.079	0.155	0.06	0.00	0.69	0.04	0.30	0.00	0.39
16	0.041	0.063	0.112	0.06	0.00	0.62	0.00			
20	0.076	0.117	0.282	0.08	0.00	0.69	0.00	0.43	0.01	0.26
24	0.073	0.105	0.268	0.06	0.00	0.57	0.01	0.30	0.00	0.27
28	0.064	0.093	0.244	0.07	0.00	0.65	0.01	0.34	0.00	0.31
32	0.063	0.093	0.250	0.07	0.00	0.62	0.00	0.34	0.01	0.28
33	0.061	0.085	0.231	0.07	0.00	0.61	0.02	0.33	0.01	0.28
1-33	0.073 ± 0.021	0.103 ± 0.024	0.239 ± 0.060	0.07	0.01	0.65	0.04	0.37	0.07	0.28 ± 0.06

附表三(續)

Depth (cm)	OC _{py} * (mg/g)	TOC _{initial} [#] (mg/g)	C _{org} /N _{total} (mol/mol)	C _{org-initial} /N _{total} (mol/mol)	C _{org} /S _{py} (wt.%/wt.%)
1	3.23	8.53	8.8	14.2	2.5
6	3.53	7.23	6.2	12.0	1.6
11	3.08	6.58	6.8	12.8	1.7
14	1.83	4.83	5.8	9.4	2.5
16	1.38			0.0	0.0
20	3.12	7.42	6.3	10.8	2.1
24	2.24	5.24	5.8	10.2	2.0
28	2.16	5.56	5.7	9.3	2.4
32	2.16	5.56	5.7	9.3	2.4
33	1.95	5.25	5.5	8.8	2.5
1-33	2.47 ± 0.71	6.24 ± 1.25	6.29 ± 1.03	9.7 ± 3.8	1.95 ± 0.76

* Organic carbon consumption by pyrite formation.

[#] TOC_{initial} = OC_{py} + TOC



附表四、OR1-785GC2A 岩芯資料

Station ID: OR1-785GC2A Longitude(°E): 120.1917

Water depth(m): 2040 Latitude(°N): 21.9025

Depth (cm)	S _{py} (mg/g)	S _{py} (mg/g) STD	Fe _{RH} (mg/g)	Fe _{RC} (mg/g)	Fe _D (mg/g)	Fe _{RH} (mg/g) STD	Fe _{RC} (mg/g) STD	Fe _D (mg/g) STD	Fe _D /Fe _{RH} (wt%)	Fe _{py} (mg/g)	Pyrite (mg/g)	Fe _{py} +Fe _{RH} (mg/g)
1	0.68	0.02	26.62	25.72	8.58	0.17	1.22	0.19	32.23	0.59	1.27	27.21
22	0.74	0.03	26.94	25.83	8.37	0.11	0.52	0.04	31.07	0.65	1.39	27.59
47	0.64	0.00	27.49	25.80	8.42	0.68	0.03	0.10	30.63	0.56	1.20	28.05
60	0.86	0.02	24.73	24.70	6.89	0.17	0.83	0.18	27.86	0.75	1.61	25.48
96	0.71	0.01	23.26	23.24	6.01	1.40	0.11	0.07	25.84	0.62	1.33	23.88
102	0.66	0.02	26.68	24.82	7.29	0.27	0.52	0.14	27.32	0.58	1.24	27.26
137	0.31	0.02	27.74	24.62	8.32	0.43	0.29	0.20	29.99	0.27	0.58	28.01
158	0.35	0.00	29.26	26.72	8.14	0.43	1.07	0.01	27.82	0.31	0.66	29.57
178	0.47	0.03	31.52	27.15	10.01	0.15	0.03	0.01	31.76	0.41	0.88	31.93
190	0.64	0.01	26.81	24.99	7.67	0.17	0.38	0.02	28.61	0.56	1.20	27.37
1-190	0.61	0.18	27.11	25.36	7.97	2.25	1.13	1.09	29.31	0.53 ± 0.15	1.13 ± 0.33	27.6 ± 2.2

附表四(續)

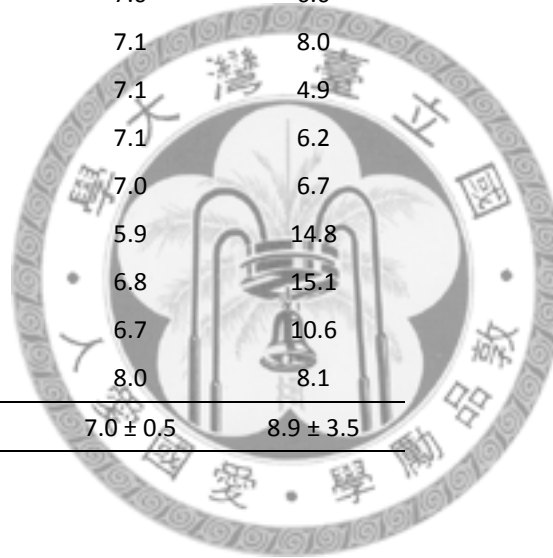
Depth (cm)	DOP_Fe _{RH}	DOP_Fe _{RC}	DOP_Fe _D	TN (wt.%)	TN (wt.) STD	TC (wt.%)	TC (wt.) STD	TOC (wt.%)	TOC (wt.) STD	TIC (wt.%)
1	0.022	0.023	0.065	0.11	0.00	0.95	0.00	0.56	0.00	0.39
22	0.023	0.024	0.072	0.10	0.00	0.88	0.00	0.49	0.00	0.39
47	0.020	0.021	0.062	0.10	0.00	0.87	0.01	0.51	0.00	0.36
60	0.029	0.029	0.098	0.09	0.00	0.82	0.00	0.42	0.00	0.40
96	0.026	0.026	0.093	0.09	0.00	0.82	0.00	0.44	0.01	0.38
102	0.021	0.023	0.073	0.09	0.00	0.83	0.01	0.44	0.00	0.39
137	0.010	0.011	0.031	0.10	0.00	0.83	0.00	0.46	0.01	0.37
158	0.010	0.011	0.036	0.10	0.00	0.94	0.01	0.53	0.01	0.41
178	0.013	0.015	0.039	0.10	0.00	0.84	0.00	0.50	0.00	0.34
190	0.020	0.022	0.068	0.09	0.00	0.78	0.00	0.52	0.02	0.26
1-190	0.019 ± 0.007	0.020 ± 0.006	0.064 ± 0.023	0.10	0.01	0.86	0.05	0.49	0.05	0.37 ± 0.01

附表四(續)

Depth (cm)	OC _{py} * (mg/g)	TOC _{initial} [#] (mg/g)	C _{org} /N _{total} (mol/mol)	C _{org-initial} /N _{total} (mol/mol)	C _{org} /S _{py} (wt.%/wt.%)
1	1.02	6.62	5.9	7.0	8.2
22	1.11	6.01	5.7	7.0	6.6
47	0.96	6.06	6.0	7.1	8.0
60	1.29	5.49	5.4	7.1	4.9
96	1.07	5.47	5.7	7.1	6.2
102	0.99	5.39	5.7	7.0	6.7
137	0.47	5.07	5.4	5.9	14.8
158	0.53	5.83	6.2	6.8	15.1
178	0.71	5.71	5.8	6.7	10.6
190	0.96	6.16	6.7	8.0	8.1
1-190	0.91 ± 0.26	5.78 ± 0.45	5.9 ± 0.39	7.0 ± 0.5	8.9 ± 3.5

* Organic carbon consumption by pyrite formation.

[#] TOC_{initial} = OC_{py} + TOC



附表五、OR1-825BC16 岩芯資料

Station ID: OR1-825BC16 Longitude(°E): 120.5102

Water depth(m): 128 Latitude(°N): 22.2497

Depth (cm)	S _{py} (mg/g)	S _{py} (mg/g) STD	Fe _{RH} (mg/g)	Fe _{RH} (mg/g) STD	Fe _{RC} (mg/g)	Fe _{RD} (mg/g) STD	Fe _D (mg/g)	Fe _D (mg/g) STD	Fe _D /Fe _{RH} (wt%)	Fe _{py} (mg/g)	Pyrite (mg/g)	Fe _{py} +Fe _{RH} (mg/g)
1	0.39	0.01	29.64	0.75	19.43	0.74	9.90	0.06	33.40	0.34	0.73	29.98
6	0.54	0.02	31.31	0.80	20.81	0.92	10.30	0.34	32.90	0.47	1.01	31.78
9	0.55	0.00	31.37	0.22	20.82	0.13	10.58	0.20	33.73	0.48	1.03	31.85
13	0.44	0.01	30.15	0.81	19.90	1.08	9.84	0.06	32.64	0.38	0.82	30.53
17	0.43	0.01	28.26	0.19	19.09	0.37	9.21	0.06	32.59	0.37	0.80	28.63
1-17	0.47	0.07	30.15	1.29	20.01	0.79	9.97	0.52	33.05	0.41 ± 0.06	0.88 ± 0.13	30.6 ± 1.3
21	0.26	0.00	30.07	0.18	18.85	1.33	10.57	0.11	35.15	0.23	0.49	30.30
24	0.43	0.00	28.76	0.77	18.45	0.15	10.74	0.01	37.34	0.37	0.80	29.13
29	0.47	0.01	32.00	0.06	19.72	0.84	11.56	0.14	36.13	0.41	0.88	32.41
34	0.20	0.00	30.79	0.07	19.98	0.32	9.90	0.11	32.15	0.17	0.37	30.96
37	0.28	0.00	31.01	0.09	20.14	0.13	10.26	0.02	33.09	0.24	0.52	31.25
21-37	0.33	0.12	30.53	1.20	19.43	0.74	10.61	0.62	34.77	0.29 ± 0.10	0.61 ± 0.22	30.8 ± 1.2

附表五(續)

Depth (cm)	DOP_Fe _{RH}	DOP_Fe _{RC}	DOP_Fe _D	TN (wt.%)	TN (wt.) STD	TC (wt.%)	TC (wt.) STD	TOC (wt.%)	TOC (wt.) STD	TIC (wt.%)
1	0.011	0.017	0.033	0.11	0.00	0.92	0.04	0.55	0.00	0.37
6	0.015	0.022	0.044	0.11	0.00	0.87	0.00	0.57	0.01	0.30
9	0.015	0.023	0.043	0.12	0.00	0.88	0.02	0.60	0.00	0.28
13	0.013	0.019	0.038	0.10	0.00	0.82	0.06	0.52	0.01	0.30
17	0.013	0.019	0.039	0.10	0.00	0.75	0.00	0.50	0.01	0.25
1-17	0.013 ± 0.002	0.020 ± 0.002	0.039 ± 0.004	0.11	0.01	0.85	0.07	0.55	0.04	0.30 ± 0.04
21	0.007	0.012	0.021	0.11	0.00	0.85	0.00	0.60	0.00	0.25
24	0.013	0.020	0.034	0.10	0.01	0.74	0.00	0.52	0.00	0.22
29	0.013	0.020	0.034	0.12	0.00	0.97	0.00	0.68	0.03	0.29
34	0.006	0.009	0.017	0.10	0.00	0.89	0.01	0.50	0.00	0.39
37	0.008	0.012	0.023	0.10	0.00	0.90	0.00	0.50	0.01	0.40
21-37	0.009 ± 0.003	0.015 ± 0.005	0.026 ± 0.008	0.11	0.01	0.87	0.08	0.56	0.08	0.31 ± 0.08

附表五(續)

Depth (cm)	OC _{py} * (mg/g)	TOC _{initial} [#] (mg/g)	C _{org} /N _{total} (mol/mol)	C _{org-initial} /N _{total} (mol/mol)	C _{org} /S _{py} (wt.%/wt.%)
1	0.59	6.09	5.8	6.5	14.1
6	0.81	6.51	6.0	6.9	10.6
9	0.83	6.83	5.8	6.6	10.9
13	0.66	5.86	6.1	6.8	11.8
17	0.65	5.65	5.8	6.6	11.6
1-17	0.71 ± 0.11	6.19 ± 0.48	5.9 ± 0.1	6.7 ± 0.2	11.8 ± 1.4
21	0.39	6.39	6.4	6.8	23.1
24	0.65	5.85	6.1	6.8	12.1
29	0.71	7.51	6.6	7.3	14.5
34	0.30	5.30	5.8	6.2	25.0
37	0.42	5.42	5.8	6.3	17.9
21-37	0.49 ± 0.17	6.09 ± 0.90	6.1 ± 0.3	6.7 ± 0.4	18.5 ± 5.5

* Organic carbon consumption by pyrite formation.

[#] TOC_{initial} = OC_{py} + TOC

附表六、OR1-853GT5 岩芯資料

Station ID: OR1-853GT5 Longitude(°E): 120.4887

Water depth(m): 886 Latitude(°N): 21.85

Depth (cm)	S _{py} (mg/g)	S _{py} (mg/g) STD	Fe _{RH} (mg/g)	Fe _{RH} (mg/g) STD	Fe _{RC} (mg/g)	Fe _{RD} (mg/g) STD	Fe _D (mg/g)	Fe _D (mg/g) STD	Fe _D /Fe _{RH} (wt%)	Fe _{py} (mg/g)	Pyrite (mg/g)	Fe _{py} +Fe _{RH} (mg/g)
1	0.19	0.00	23.87	0.38	17.30	0.49	6.90	0.14	28.91	0.17	0.36	24.04
12	0.14	0.00	23.73	0.04	17.14	0.30	6.82	0.03	28.74	0.12	0.26	23.85
34	0.14	0.00	31.75	0.23	19.10	0.03	10.34	0.08	32.57	0.12	0.26	31.87
56	0.17	0.01	23.15	0.24	16.91	0.61	6.37	0.03	27.52	0.15	0.32	23.30
78	0.14	0.00	21.64	0.06	16.06	0.39	5.67	0.12	26.20	0.12	0.26	21.76
100	0.16	0.01	23.47	0.30	17.25	0.16	6.34	0.01	27.01	0.14	0.30	23.61
122	0.13	0.00	25.14	0.32	17.54	0.31	6.73	0.03	26.77	0.11	0.24	25.25
144	0.15	0.00	21.22	0.32	15.33	0.23	5.51	0.10	25.97	0.13	0.28	21.35
166	0.15	0.00	22.82	0.03	15.92	0.08	6.37	0.21	27.91	0.13	0.28	22.95
178	0.18	0.01	24.62	1.01	17.71	0.25	6.87	0.15	27.90	0.16	0.34	24.78
1-178	0.16	0.02	24.14	2.93	17.03	1.07	6.79	1.34	27.95	0.14 ± 0.02	0.29 ± 0.04	24.3 ± 2.9

附表六(續)

Depth (cm)	DOP_Fe _{RH}	DOP_Fe _{RC}	DOP_Fe _D	TN (wt.%)	TN (wt.) STD	TC (wt.%)	TC (wt.) STD	TOC (wt.%)	TOC (wt.) STD	TIC (wt.%)
1	0.007	0.009	0.023	0.08	0.00	1.52	0.08	0.47	0.01	1.05
12	0.005	0.007	0.018	0.09	0.00	1.42	0.03	0.52	0.00	0.90
34	0.004	0.006	0.012	0.11	0.00	1.06	0.01	0.56	0.00	0.50
56	0.006	0.009	0.023	0.09	0.00	1.62	0.03	0.51	0.00	1.11
78	0.006	0.008	0.021	0.07	0.00	1.49	0.08	0.41	0.00	1.08
100	0.006	0.008	0.022	0.09	0.01	1.53	0.04	0.46	0.00	1.07
122	0.004	0.006	0.017	0.09	0.00	1.43	0.03	0.50	0.00	0.93
144	0.006	0.008	0.023	0.07	0.00	1.73	0.02	0.42	0.00	1.31
166	0.006	0.008	0.020	0.08	0.00	1.85	0.01	0.46	0.00	1.39
178	0.006	0.009	0.022	0.09	0.00	1.62	0.01	0.51	0.00	1.11
1-178	0.006 ± 0.001	0.008 ± 0.001	0.020 ± 0.004	0.09	0.01	1.53	0.21	0.48	0.05	1.05 ± 0.24

附表六(續)

Depth (cm)	OC _{py} * (mg/g)	TOC _{initial} [#] (mg/g)	C _{org} /N _{total} (mol/mol)	C _{org-initial} /N _{total} (mol/mol)	C _{org} /S _{py} (wt.%/wt.%)
1	0.29	4.99	6.9	7.3	24.7
12	0.21	5.41	6.7	7.0	37.1
34	0.21	5.81	5.9	6.2	40.0
56	0.26	5.36	6.6	6.9	30.0
78	0.21	4.31	6.8	7.2	29.3
100	0.24	4.84	6.0	6.3	28.8
122	0.20	5.20	6.5	6.7	38.5
144	0.23	4.43	7.0	7.4	28.0
166	0.23	4.83	6.7	7.0	30.7
178	0.27	5.37	6.6	7.0	28.3
1-178	0.23 ± 0.03	5.05 ± 0.47	6.6 ± 0.4	6.9 ± 0.4	31.5 ± 5.1

* Organic carbon consumption by pyrite formation.

[#] TOC_{initial} = OC_{py} + TOC

