

# 臺灣西南外海天然氣水合物潛在賦存區 沉積物之岩石磁學性質

洪崇勝<sup>1</sup> 陳國航<sup>1</sup> 林俊宏<sup>1</sup> 曾鐘億<sup>1</sup> 王詠綸<sup>2</sup> 費立沅<sup>2</sup>  
鐘三雄<sup>2</sup> 陳松春<sup>2</sup> 陳柏淳<sup>2</sup> 魏正岳<sup>2</sup> 王錦昌<sup>2</sup>

## 摘要

本文針對臺灣西南外海天然氣水合物潛在賦存區的 120 根沉積物岩心進行了岩石磁學與磁性礦物的研究。結果顯示岩心內的不同區段可呈現不同的磁性礦物組成及磁學性質（磁感率、飽和磁化、飽和殘磁、頑磁力、頑殘磁力），表明各區段曾在缺氧含甲烷的環境下經歷了不同程度的還原作用。大體上，這些區段可歸為四種類型之一：（1）尚未被還原（2）受到輕微還原（3）受到中等還原（4）受到強烈還原。對於尚未被還原的區段，其磁性礦物組成是以碎屑源磁鐵礦為主且粒徑為常態分布，磁性參數比值（飽和殘磁/飽和磁化 vs. 頑殘磁力/頑磁力）的落點大多集中在 Day plot 的中下方區域。對於受到輕微還原的區段，儘管某些層位偶有自生源硫化鐵礦物的形成，其磁性礦物仍是以殘存的碎屑源磁鐵礦為主，但粒徑偏粗或偏細，使得磁性參數比值的 Day plot 落點相較於尚未被還原的區段是偏向其右下方或左上方。對於受到中等還原的區段，自生源硫複鐵礦或磁黃鐵礦則成為主要的磁性礦物並伴隨有黃鐵礦，其磁性參數比值的落點主要集中在 Day plot 的左上方區域。對於受到強烈還原的區段，它們含有相當少量的磁性礦物，這是由於磁鐵礦、硫複鐵礦、磁黃鐵礦多已轉變成不具磁性的黃鐵礦，造成磁性參數比值的 Day plot 落點呈現散亂分布。資料顯示取自海底地形高區的岩心，如海脊及泥火山，通常在淺層處即有中等及強烈還原區段；而取自地形低區的岩心，如海盆及深海平原，則尚未被還原的區段可維持至較深處。此一差異是由於地體構造控制甲烷氣通量所致。由於斷層及褶皺不僅將沉積物向上推升形成地形高區，並且提供裂隙通道使甲烷易於遷移。因此鄰近海脊及泥火山的沉積物一般具有高的甲烷通量，導致一個強（排氣）

---

1. 中央研究院地球科學研究所  
2. 經濟部中央地質調查所

還原的環境供作碎屑源磁鐵礦的溶蝕及自生源硫化鐵礦物的形成。相反的，在海盆及深海平原處則有少的甲烷氣遷移通道，導致一個弱（擴散）的還原環境使得碎屑源磁鐵礦大量留存。另一控制甲烷通量的因素是沉積作用，特別是經由濁流，會顯著影響沉積物的粒徑分布及孔隙率。由於與甲烷氣有關的泥火山、冷泉碳酸鹽、泥貫入體及硫複鐵礦也出現在臺灣西南部陸地早期上新世的岩層中，所以盛行於現代海洋沉積物的甲烷氣擴散及排氣活動可追溯至 5.3 百萬年前。

**關鍵詞：**岩石磁性、甲烷氣通量、還原作用、自生源硫化鐵礦物

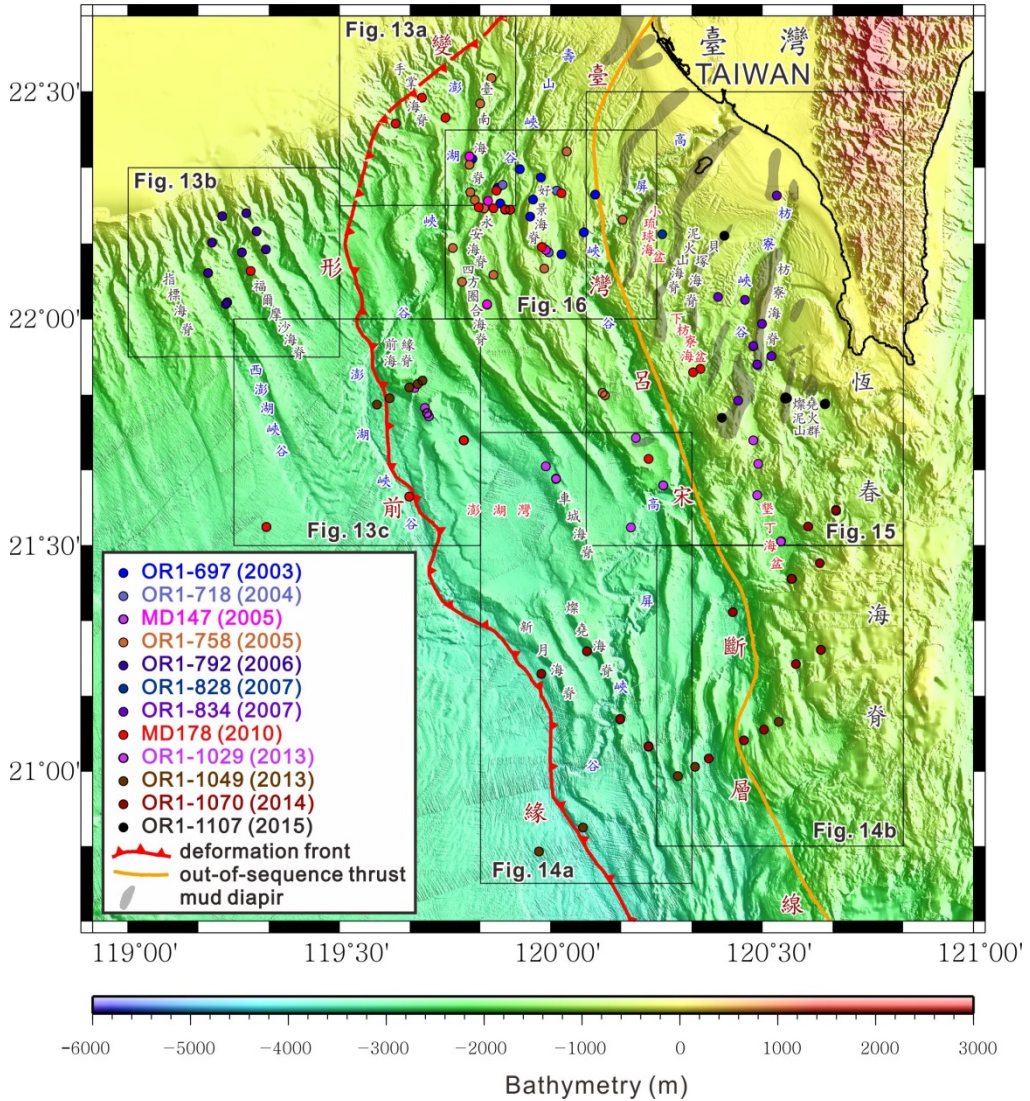
## 前言與研究目的

天然氣水合物（gas hydrates）是一種像冰的固態物質，在水分子晶格內嵌有以甲烷（ $\text{CH}_4$ ）為主要成分的氣體，所以又稱為甲烷水合物。它形成的溫壓條件約是在  $-10^\circ\text{C}$  至  $+15^\circ\text{C}$  與 200 m 至 1200 m 地層深度的範圍內，因此主要分布於海洋沉積物及凍土區地層中。天然氣水合物可以燃燒，俗稱可燃冰，1 公升的天然氣水合物可產生約 160 公升的甲烷氣，不僅被視為未來潛在的能源物質，且由於甲烷較二氧化碳更易形成溫室效應，因此天然氣水合物在自然界含量的變動也會對地球氣候產生顯著影響（Kvenvolden, 1988；Kennett *et al.*, 2003）。此外，天然氣水合物大規模的解離會導致地層的崩塌而致災（Dillon *et al.*, 2001；Best *et al.*, 2006）。基於這些因素，近年來天然氣水合物已引起學術與工程界的重視，各國相繼在天然氣水合物潛在的賦存區從事調查與探勘的工作（Kvenvolden and Lorenson, 2001）。

在鄰近陸地外海的增積岩體或前陸盆地，藉由震測的方法常可偵測出海床下有「海底仿擬反射（bottom simulating reflector）」（Stoll *et al.*, 1971；Shipley *et al.*, 1979）。海底仿擬反射代表該反射之上的沉積物含有固態的天然氣水合物，亦指示該處的溫壓條件適宜天然氣水合物的形成，而之下則因溫壓條件不符，改為游離態的甲烷氣存在於地層中（Tucholke *et al.*, 1977；Hyndman *et al.*, 1992）。在過去，臺灣西南外海曾偵測到海底仿擬反射，隱示該區海床下應含有天然氣水合物（Reed *et al.*, 1991；Chi *et al.*, 1998）。為了進一步瞭解此區天然氣水合物賦存的潛能，經濟部中央地質調查所自 2004 年至 2015 年期間投入相當經費並委請國內的學者進行了廣泛且深入的研究。在此期間除了利用地球物理的方法解讀海域下地層的震波、構造與熱流特性，亦藉由海洋研究船，包括臺灣的「海研一號（OR1）」及法國的「Marion Dufresne 號（MD）」，取得了沉積物岩心，藉以研究沉積物與天然氣水合物相關的地球化學與地質特徵。

岩心的位置廣布於臺南海脊、手掌海脊、福爾摩沙海脊、西澎湖峽谷、前緣海脊、車城—燦堯—新月海脊、恆春海脊、燦堯火山群、枋寮海脊、泥火山海脊、壟

丁海盆、好景海脊、永安海脊、四方圈合海脊等區域（圖一），海底地形名稱參閱文獻報告（劉家瑄，2015）。在這些地理分區中，除了福爾摩沙海脊、西澎湖峽谷，其餘皆位於變形前緣（deformation front）構造線的東側，隸屬隱沒—碰撞—增積岩體區。本區地質特徵為具有活躍的褶皺與斷層作用（Liu *et al.*, 1997；Lin *et al.*,



圖一 臺灣西南外海 12 個航次所取得的 120 根岩心之站位圖。主要地體構造包括變形前緣、臺灣—呂宋脫序逆衝斷層線、泥貫入體。詳細的岩心站位示於圖十三—十六。

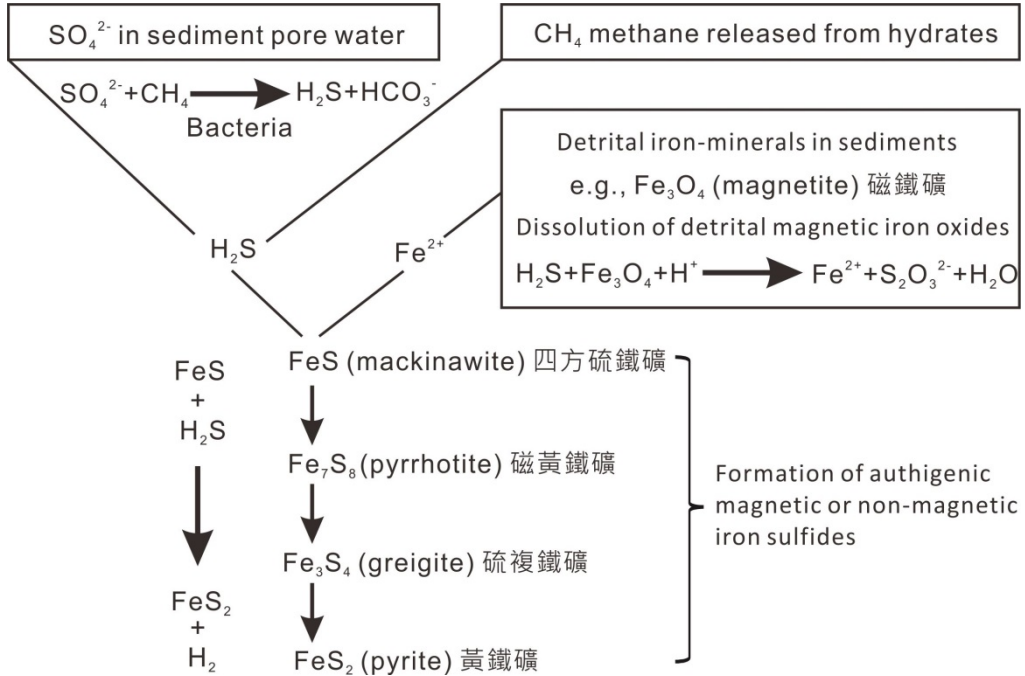
Fig. 1 Map showing the locations of 120 cores retrieved from 12 cruises in areas offshore of southwestern Taiwan. Major tectonic structures include deformation front, Taiwan-Luzon out-of-sequence thrust, and mud diapirs. Detailed core locations are presented in Figs. 13-16.

2008)，形成許多縱列的海脊與海盆，其內又有一綿延於臺灣與呂宋間的脫序逆衝斷層線（名為臺灣－呂宋斷層線）復將本區分為東、西兩區，位於上部陸坡的東區分布著許多泥貫入體及泥火山（Chow *et al.*, 2000；Chiu *et al.*, 2006；Chen *et al.*, 2014）。而位於變形前緣的西側，則隸屬南海北部大陸斜坡－深海平原區，此區因地質構造作用較不活躍，除在陸坡處有海脊外，大部分海底地形顯得平坦，以深海平原為主。

從臺灣西南外海新近所收集的震測資料，顯示海底仿擬反射的分布較先前的發現更為廣泛，不僅存在於隱沒－碰撞－增積岩體區，也存在於南海北部大陸斜坡－深海平原區，海床下的深度從 100 m 至 550 m 皆有，尤其集中於海脊下方的地層內（Liu *et al.*, 2006）。而許多岩心及海水的地球化學分析則顯示沉積物及海水中含有極高的甲烷氣，且孔隙水中的硫酸根離子（ $\text{SO}_4^{2-}$ ）受到甲烷的還原作用常導致硫酸鹽－甲烷的界面（sulfate-methane interface, SMI；Borowski *et al.*, 1996）發生在岩心的淺層處，顯示深層的甲烷水合物一旦解離，會使甲烷氣得以向上遷移至沉積層的淺處甚至進入海水中（Chuang *et al.*, 2006；Lin *et al.*, 2006；Yang *et al.*, 2006）。

根據自生源硫化鐵礦物（authigenic iron sulfide minerals）在沉積缺氧環境下的生成模式（Goldhaber and Kaplan, 1974；Berner, 1984；Canfield and Berner, 1987；Wilkin and Barnes, 1996），認為當沉積物沉降於海床並經掩埋後，碎屑源磁鐵礦（magnetite,  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ）在成岩作用的初期若遭逢有機物或甲烷氣體的生地化作用（biogeochemical processes），其所形成的缺氧還原環境將使氧化態磁鐵礦逐步溶蝕而釋出二價鐵離子（ $\text{Fe}^{2+}$ ），並與孔隙水硫酸根離子經還原後生成之硫化氫（ $\text{H}_2\text{S}$ ）結合成不同類型的自生源硫化鐵礦物，其中包括四方硫鐵礦（mackinawite,  $\text{FeS}$ ）、磁黃鐵礦（pyrrhotite,  $\text{Fe}_7\text{S}_8$ ）、硫複鐵礦（greigite,  $\text{Fe}_3\text{S}_4$ ）以及黃鐵礦（pyrite,  $\text{FeS}_2$ ）（圖二）。而這些自生源硫化鐵礦物含量之多寡則與還原程度有關，若還原程度加深，促使硫化氫持續生成，則沉積物內過渡型的四方硫鐵礦、磁黃鐵礦、硫複鐵礦，最終將全部轉變成黃鐵礦。由於這些礦物具有不同的磁學特性，因此它們在沉積物中的消長變化可以經由岩石磁學的方法加以偵測（Housen and Musgrave, 1996；Garming *et al.*, 2005；Larrasoña *et al.*, 2007；Kars and Kodama, 2015）。

取自臺灣西南外海臺南海脊、永安海脊、好景海脊區的 15 根岩心中，即曾被報導沉積物中含有不同類型與不同比例的碎屑源磁鐵礦及自生源硫複鐵礦、黃鐵礦，並認為還原程度的強弱與甲烷氣通量的多寡有關（Horng and Chen, 2006）。本文之目的即是擴大研究範圍，針對 2003 年至 2015 年期間所獲得的岩心進行更為廣泛的沉積物磁學性質研究，藉由沉積物中磁性礦物的鑑定觀察、磁感率與磁滯曲線磁性參數的量測，瞭解各岩心中的沉積物其碎屑源與自生源含鐵礦物的分布與磁學性質，試圖評估各岩心在遭逢甲烷氣體缺氧環境下其還原的程度，並針對不同地理分區內岩心所遭受的還原程度評估其甲烷氣的通量及受其控制之地質構造與沉積作用的機制。此外本文亦將從臺灣西南部陸地地層中所曾報導的硫複鐵礦，追溯這種具有大量甲烷氣還原的沉積環境所發生的年代。



圖二 沉積物在缺氧含甲烷環境下自生源硫化鐵礦物形成過程示意圖。

Fig. 2 Schematic diagram showing how authigenic iron sulfide minerals form in sediments under methane anoxic environments.

## 採樣與研究方法

本研究針對過去 12 個航次所取得的 120 根沉積物岩心進行磁性礦物與岩石磁學的研究，各岩心的基本資料，包括航次與時段、站位名稱、經緯度、水深、岩心長度及類型則依航次先後列於表一，其岩心站位地理位置示於圖一。岩心站位的水深從 60 m 至 3618 m，分布於陸棚、陸坡、海盆、海脊、深海平原等地形區。就地質構造分區而言，大多數岩心取自隱沒—碰撞—增積岩體區，少數取自南海北部大陸斜坡—深海平原區。岩心長度從 0.30 m 至 38.65 m 不等。岩心取得後，先進行縱向剖半，區分出工作岩心及庫藏岩心。隨後以中空的 U 型塑膠管 (U-channel: 寬 2.2 cm、深 2.2 cm、長 150 cm) 對工作岩心進行連續採樣，供磁感率測定。接著使用一個 4 cm 寬的不鏽鋼片，依岩心長短，以 30 cm、15 cm 或更少的固定間距，在工作岩心表面逐一刮取約 1 g 之沉積物，復經冷凍乾燥、秤重後，供作磁滯曲線四種磁性參數： $M_s$ 、 $M_r$ 、 $H_c$ 、 $H_{cr}$  (飽和磁化、飽和殘磁、頑磁力、頑殘磁力) 的量測。此外，以少於 150 cm 之採樣間距，進行約 500 g 沉積物之採樣，供磁性物質的萃取及 X 光繞射、掃描式電子顯微鏡之礦物鑑定與觀察。

表一 臺灣西南外海沉積物岩心的基本資料。

Table 1 Basic information of sediment cores retrieved from areas offshore of southwestern Taiwan.

航次與時段 (年/月/日)	站位名稱	緯度 (°N)	經度 (°E)	水深 (m)	岩心長度 (m)	岩心類型
OR1-697 (2003/10/9 至 2003/10/13)	G1	22.2745	120.1057	724	2.25	PC
	G2	22.1913	120.0783	718	0.56	PC
	G3	22.1428	120.0258	1363	3.08	PC
	G5	22.1537	119.9877	1132	2.95	PC
	G6	22.2262	119.9512	567	0.57	PC
	G10	22.2637	119.9582	767	0.97	PC
	G15	22.3120	119.9770	970	1.80	PC
	G17	22.3302	119.9273	1013	1.14	PC
	G19	22.2890	119.8750	1178	2.29	PC
	G21	22.2548	119.8813	1276	3.49	PC
OR1-718 (2004/05/11 至 2004/05/16)	G23	22.3528	119.8145	1227	3.45	PC
	G4	22.1477	119.9950	1058	5.29	PC
	G24	22.3580	119.8085	1098	3.10	PC
	N6	22.2963	119.8868	1164	4.36	PC
MD147 (2005/05/30 至 2005/06/01)	N9	22.2833	120.0135	966	3.51	PC
	2911	22.2603	119.8513	1076	23.89	GPC
	2912	22.3583	119.8083	1093	30.44	GPC
	2913	22.1526	119.9881	1095	12.68	GPC
OR1-758 (2005/07/06 至 2005/07/14)	2914	22.0327	119.8497	1635	35.14	PC
	GH2	22.2627	119.8212	1422	3.83	PC
	GH3	22.2802	119.8097	1670	3.80	PC
	GH6	22.3403	119.8077	1316	4.10	PC
	GH7	22.4745	119.8330	927	2.35	PC
	GH8	22.5310	119.8602	1088	4.15	PC
	GH10	22.2447	119.8423	1216	3.15	PC
	GH11	22.1565	119.7687	1487	4.55	PC
	GH13	22.0823	119.7903	1668	4.20	PC
	GH14	22.0320	119.8495	1648	4.20	PC
	GH15	22.0972	119.8648	1353	4.35	PC
	GH16	22.1115	119.9853	1019	2.60	PC
	GH18	21.8375	120.1230	1762	4.50	PC
	GH19	21.8323	120.1283	1756	4.30	PC
GH20	22.2193	120.1707	1020	4.47	PC	
OR1-792 (2006/04/17 至 2006/04/21)	GH22	22.3688	120.0382	639	1.18	PC
	GS1	22.2338	119.2807	1058	3.63	PC
	GS2	22.1940	119.3038	939	3.86	PC
	GS3	22.1537	119.3258	1444	3.59	PC
	GS6	22.1468	119.2700	1104	4.50	PC
	GS7	22.2265	119.2238	953	2.63	PC
	GS9A	22.1692	119.1987	960	4.30	PC
	GS10A	22.1017	119.1900	1252	3.86	PC
	GS11	22.0328	119.2317	1618	4.43	PC
	GS11A	22.0370	119.2352	1648	10.75	PC
OR1-828 (2007/04/06 至 2007/04/09)	GS12	22.0325	119.8493	1648	6.80	PC
	GT5	21.8995	120.4885	888	1.83	GC
	GT6A	21.9408	120.4788	981	1.23	GC
	GT11	22.1875	120.2643	825	1.55	GC

表一（續） 臺灣西南外海沉積物岩心的基本資料。

Table 1 (continued) Basic information of sediment cores retrieved from area offshore of southwestern Taiwan.

航次與時段（年/月/日）	站位名稱	緯度（°N）	經度（°E）	水深（m）	岩心長度（m）	岩心類型
OR1-834 (2007/06/14 至 2007/06/18)	GT4	21.8203	120.4432	631	1.67	PC
	GT5	21.8990	120.4880	877	4.90	PC
	GT6	21.9405	120.4788	720	2.92	PC
	GT22	21.9183	120.5215	1024	3.68	PC
	GT24	21.9893	120.5000	283	4.67	PC
	GT-M2B	22.2718	120.5343	60	4.90	PC
	GT-S1	22.0422	120.4590	843	4.58	PC
	GT-S4	22.0488	120.3963	751	4.58	PC
MD178 (2010/05/29 至 2010/06/07)	3261	22.4305	119.6337	1520	19.53	GPC
	3262	22.1067	119.2907	1200	29.20	GPC
	3263C	21.5415	119.3273	2819	8.52	CASQ
	3264	21.5415	119.3272	2820	21.84	GPC
	3265C	21.7327	119.7947	2850	5.40	CASQ
	3266	21.7328	119.7940	2890	22.66	GPC
	3267	21.6080	119.6655	3203	7.20	GPC
	3274	22.2408	119.8928	1327	24.70	GPC
	3275	22.2468	119.8300	1442	33.87	GPC
	3276	22.2438	119.8650	1171	25.58	GPC
	3277	22.2410	119.9037	1395	25.68	GPC
	3278C	22.2415	119.8928	1325	8.70	CASQ
	3279	22.2830	119.8712	1123	24.30	GPC
	3280C	22.2408	119.9038	1395	5.00	CASQ
	3287	22.4872	119.6960	1050	24.65	GPC
	3288	22.4433	119.7507	1300	31.26	GPC
	3289	21.8908	120.3543	1284	17.60	GPC
3290	21.8832	120.3372	1272	15.65	GPC	
3291	21.6915	120.2318	2070	38.65	GPC	
3292	22.1590	119.9793	1027	11.32	GPC	
3293	22.2772	120.0257	1004	22.72	GPC	
OR1-1029 (2013/03/11 至 2013/03/17)	C1-D	21.8127	120.6489	861	3.22	PC
	C2	21.7320	120.4795	1196	1.65	PC
	C3	21.6810	120.4912	962	0.74	PC
	C4	21.6117	120.4888	1515	0.99	PC
	C5-D	21.6335	120.2661	2072	4.59	PC
	C11-D	21.6467	120.0132	2803	2.22	GC
	C12	21.7383	120.2018	1985	1.00	PC
	L2	21.5394	120.1900	2772	1.00	GC
	L3	21.6748	119.9884	3092	1.20	GC
	EN1	21.7855	119.7118	2502	2.52	GC
	EN2-D	21.7927	119.7075	2431	2.92	GC
	EN3	21.8035	119.7022	2496	2.52	GC
EN4	21.8479	119.6781	2251	2.87	GC	
ES2-D	21.5093	120.5447	1810	5.00	PC	
OR1-1049 (2013/09/10 至 2013/09/17)	10G	21.8643	119.6977	2440	2.25	GC
	11G	21.8574	119.6849	2369	2.36	GC
	12G	21.8492	119.6657	2323	2.30	GC
	13G	21.8259	119.6188	2755	2.90	GC

表一（續） 臺灣西南外海沉積物岩心的基本資料。

Table 1 (continued) Basic information of sediment cores retrieved from area offshore of southwestern Taiwan.

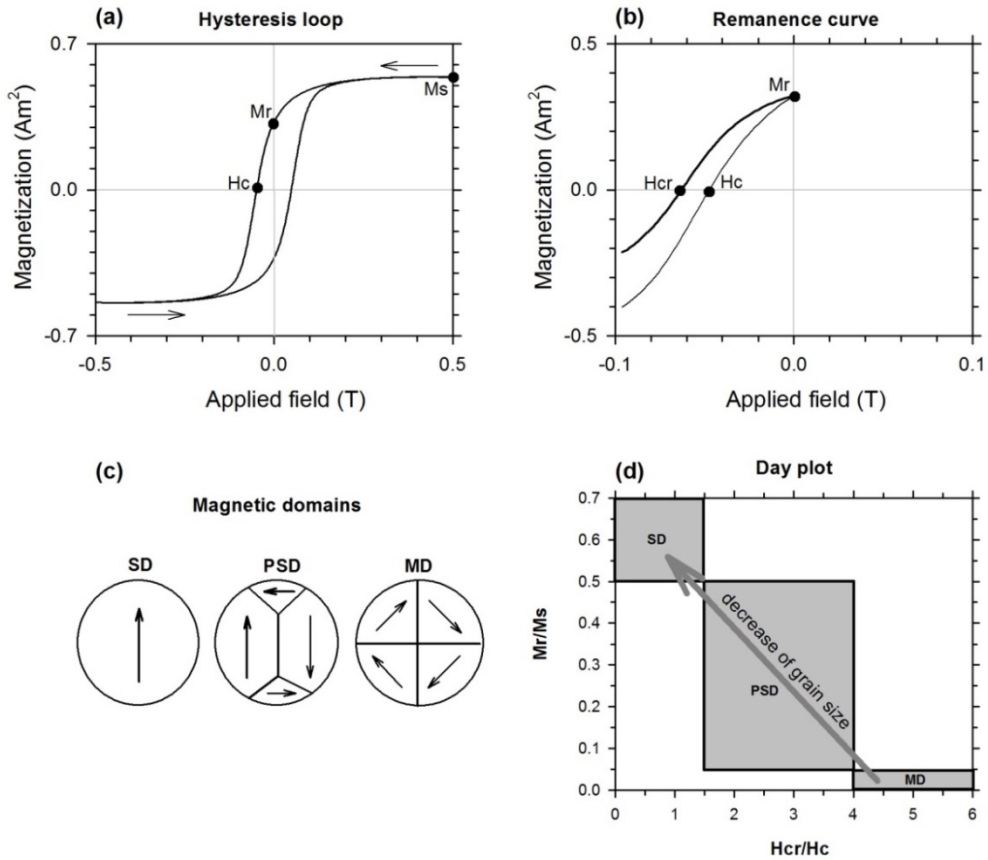
航次與時段（年/月/日）	站位名稱	緯度（°N）	經度（°E）	水深（m）	岩心長度（m）	岩心類型
OR1-1049 (2013/09/10 至 2013/09/17)	14G	21.8112	119.5880	2886	0.67	GC
	16G	20.8207	119.9675	3618	0.37	GC
	17G	20.8742	120.0768	3560	1.77	GC
	19G	20.9872	120.2983	2809	2.70	GC
	21G	21.0090	120.3415	2732	2.72	GC
	25G	21.1095	120.5395	1408	0.30	GC
OR1-1070 (2014/04/15 至 2014/04/20)	C2	21.0925	120.5052	1647	1.57	PC
	C3	21.0677	120.4573	1835	4.15	PC
	C4	21.0283	120.3742	2988	4.24	PC
	C8-D	21.0550	120.2313	2964	3.44	PC
	C9-D	21.1147	120.1647	2811	1.86	PC
	C10	21.4605	120.6360	742	1.45	PC
	C11-D	21.4261	120.5706	1408	1.89	PC
	C12	21.3520	120.4300	2851	1.60	PC
	C13-D	21.5784	120.6749	848	3.86	PC
	C14	21.5422	120.6093	1079	1.03	PC
	C15	21.2658	120.0855	3089	1.35	PC
	C17	21.2154	119.9782	3098	1.47	PC
	C19-D	21.2685	120.6391	977	2.97	PC
C20	21.2373	120.5793	1597	2.94	PC	
OR1-1107 (2015/05/20 至 2015/05/26)	A1-D	21.8136	120.6490	864	0.95	GC
	MV-12-1-D	21.8278	120.5550	363	0.57	GC
	MV12-A-D	21.8242	120.5543	414	0.75	GC
	MV12-D-D	21.8257	120.5592	380	0.61	GC
	MV13-D	21.7820	120.4057	585	0.74	GC
	96V2	22.1845	120.4110	406	1.80	GC

備註：PC: piston core; GC: gravity core; GPC: giant piston core; CASQ: CASQ gravity core

沉積物 U 型管的磁感率測定是以 ASC Scientific 公司出產的連續式岩心磁感率儀為之，本研究針對所有的 U 型管樣本進行 1 cm 固定間距的量測。影響磁感率的因素包括磁性與非磁性礦物，但因非磁性礦物具有極低的磁感率，因此磁感率值的貢獻主要來自磁性礦物。磁感率的大小反映沉積物內磁性礦物含量的多寡及種類的變化。就單位重量或體積而言，磁性硫化鐵礦物其磁感率較氧化態磁鐵礦低了許多，測值通常較小，但沉積物中的磁鐵礦一旦發生相當程度的溶蝕或磁性硫化鐵礦物因持續的還原作用而增生富集，此時含有殘存磁鐵礦的沉積物其磁感率有時反而較含有大量增生磁性硫化鐵礦物的沉積物為低。因此磁感率隨岩心深度的變化，可以用來研判沉積物內氧化或還原的程度。

測量沉積物之磁滯曲線及其四個磁性參數值  $M_s$ 、 $M_r$ 、 $H_c$ 、 $H_{cr}$  是以 Lake Shore Cryotronics 公司出產的 PMC Micromag 3900 振動式樣本磁力儀為之。其施作原理及物理意義敘述如下（圖三）：





圖三 (a) 磁滯曲線及磁性參數：飽和磁化 ( $M_s$ )、飽和殘磁 ( $M_r$ )、頑磁力 ( $H_c$ )。 (b) 殘磁曲線及磁性參數：頑磁力 ( $H_c$ )、頑殘磁力 ( $H_{cr}$ )。 (c) 磁域：單磁域 (SD)、假單磁域 (PSD)、多磁域 (MD)。 (d) 單磁域、假單磁域、多磁域之磁鐵礦顆粒在 Day plot 中的範圍 (Day *et al.*, 1977)。

Fig. 3 (a) Hysteresis loop and magnetic parameters of saturation magnetization ( $M_s$ ), remanent magnetization ( $M_r$ ), and coercivity ( $H_c$ ). (b) Remanence curve and magnetic parameters of coercivity ( $H_c$ ) and remanent coercivity ( $H_{cr}$ ). (c) Magnetic domains: single domain (SD), pseudo-single domain (PSD), and multi-domain (MD). (d) Regions of SD, PSD, and MD in the Day plot ( $M_r/M_s$  vs.  $H_{cr}/H_c$ ) for magnetite particles (Day *et al.*, 1977).

將業已冷凍乾燥、秤好重量 (300-500 mg)、裝入膠囊之沉積物置於振動式樣本磁力儀中並施加一強的正向磁場 (本研究施以+0.5 T) 使樣本順著磁場的方向獲得磁化並達到飽和狀態，此時測到的樣本磁化量稱之為飽和磁化 (saturation magnetization,  $M_s$ )。隨後將磁場由+0.5 T 逐次遞減至零，此時樣本尚殘留有一磁化

量（即所謂的殘磁，其定義是當施作之磁場消失後，樣本內的帶磁礦物尚殘存的磁化量），此一值稱之為飽和殘磁（saturation remanence,  $M_r$ ）。若進一步將樣本施加一反向且漸增之磁場，則樣本原先的正向殘磁會逐漸遞減終至消失，此時所施加的反向磁場大小反映了樣本抵抗外磁力的程度，即稱頑磁力（coercive force,  $H_c$ ）。當反向磁場繼續增加時，樣本將又再度磁化，惟磁化之方向改為反向。磁場先由+0.5 T 減至 0 T 再增至 -0.5 T，復由 -0.5 T 經 0 T 再回到+0.5 T 之施加過程及樣本所獲得的磁化量（ $M_s$ 、 $M_r$ ）與頑磁力（ $H_c$ ）示於圖三 a，所形成的迴路稱為磁滯曲線（hysteresis loop）。將  $M_s$  及  $M_r$  值分別除以樣本的重量，則可反映單位重量下樣本中磁性礦物的含量。

在磁滯曲線的量測中，僅能得到  $M_s$ 、 $M_r$ 、 $H_c$  三個測值，另一測值  $H_{cr}$  (coercivity of remanence, 頑殘磁力) 需在振動式樣本磁力儀另一操作模式下進行，稱之為殘磁曲線模式（remanence curve, 圖三 b）。它是先施加一+0.5 T 的磁場使樣本飽和磁化後，隨即關閉磁場，在零磁場的狀況下，先測定樣本的飽和殘磁（ $M_r$ ），並以此值作為起始點，爾後施加一反向且漸增磁場。但此時反向磁場的設定呈現時有時無的狀態，當磁場作用時所測到的樣本磁化量如圖三 b 之細線所示，而磁場關閉瞬間所測到的樣本殘磁則如圖三 b 之粗線所示。兩條曲線在水平橫軸上各有一截距值分別為  $H_c$  及  $H_{cr}$ 。亦即， $H_c$  及  $H_{cr}$  分別是在磁場施作下及無磁場施作下使樣本磁化量減至零的磁力值。

影響磁滯曲線磁性參數的大小主要與磁性礦物所形成的磁域（magnetic domain）有關。而磁性礦物的粒徑（grain size）又是決定磁域類型的主要因素。磁性礦物的磁域一般分成三類：單磁域（single domain, SD）、假單磁域（pseudo-single domain, PSD）、多磁域（multi-domain, MD）（圖三 c）。隨著磁性礦物粒徑的由大變小，磁域將由多磁域、假單磁域進入單磁域。具多磁域的顆粒其  $H_{cr}$  與  $M_r$  值通常較單磁域者為小，這是因為移動多磁域內的磁域牆（domain wall）所需的能量較改變整個單磁域的磁距為小。Day *et al.* (1977) 曾針對已知粒徑（磁域）的磁鐵礦進行磁滯曲線參數的測定，結果發現單磁域的顆粒其  $M_r/M_s$  的比值大於 0.5， $H_{cr}/H_c$  的比值小於 1.5；而多磁域的顆粒其  $M_r/M_s$  的比值小於 0.05， $H_{cr}/H_c$  的比值大於 4；假單磁域的  $M_r/M_s$  及  $H_{cr}/H_c$  的比值則介於上述值之間。 $M_r/M_s$  對  $H_{cr}/H_c$  的作圖簡稱為 Day plot（圖三 d），此圖除可用來辨識沉積物內磁鐵礦粒徑的變化，亦可反映磁黃鐵礦、硫鐵礦、黃鐵礦的磁學特性（詳如下文），因此可以用來研判沉積物氧化或還原的程度。

磁滯曲線的四個磁性參數  $M_s$ 、 $M_r$ 、 $H_c$ 、 $H_{cr}$  的測定簡易快速，可以對岩心樣本做密集小間距的測量。但畢竟此一方法屬於物理性質的量測，為瞭解該性質是由何

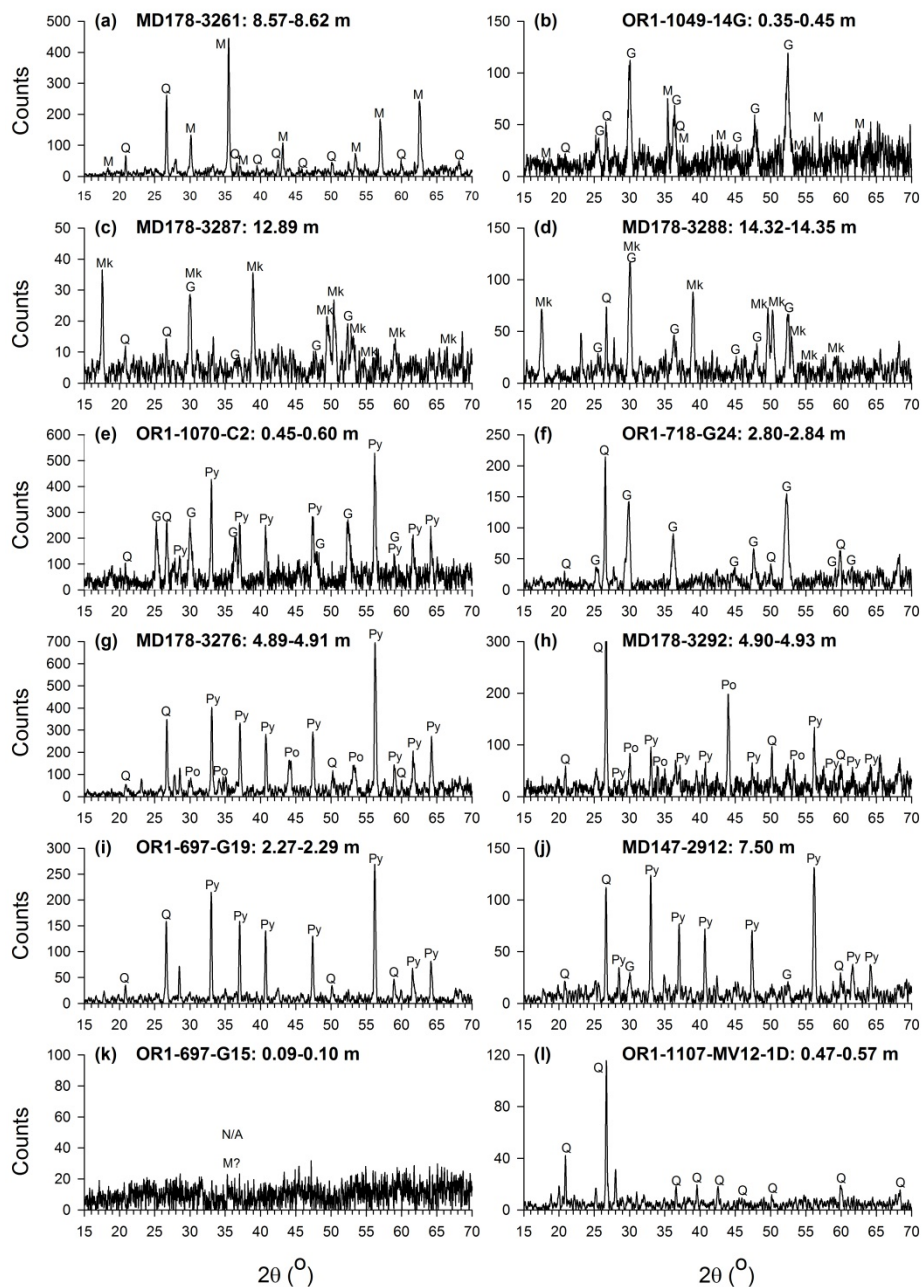
種磁性礦物所貢獻，則需進一步從事沉積物內磁性礦物之鑑定以資佐證。為此，本研究擇取各岩心中若干層位進行沉積物內磁性礦物之萃取，將樣本置於燒杯中加水攪拌形成泥水溶液，再以 S.G. Frantz 公司的磁選儀萃取出其中的磁性物質，供 X 光繞射分析及礦物鑑定。X 光繞射儀採用 Rigaku 公司之桌上型 Miniflex，以銅靶為光源 ( $\lambda_{K\alpha}=1.5418 \text{ \AA}$ )， $2\theta$ 角度的掃描範圍為  $4-80^\circ$ ，掃描速度  $2^\circ/\text{min}$ ，於扣除原始資料之背景值後，再用 JADE 軟體鑑別主要繞射峰出現在特定角度所代表之礦物。此外對萃取出之磁性物質另擇取若干，藉由 JOEL 公司的 JSM-6360LV 型掃描式電子顯微鏡進行觀察，並搭配 Oxford Instruments 公司的 INCA-300 型能譜儀進行化學分析，以瞭解磁性礦物的成分及產狀，並判定其來源。

## 結果

### 沉積物中磁性礦物的種類與產狀

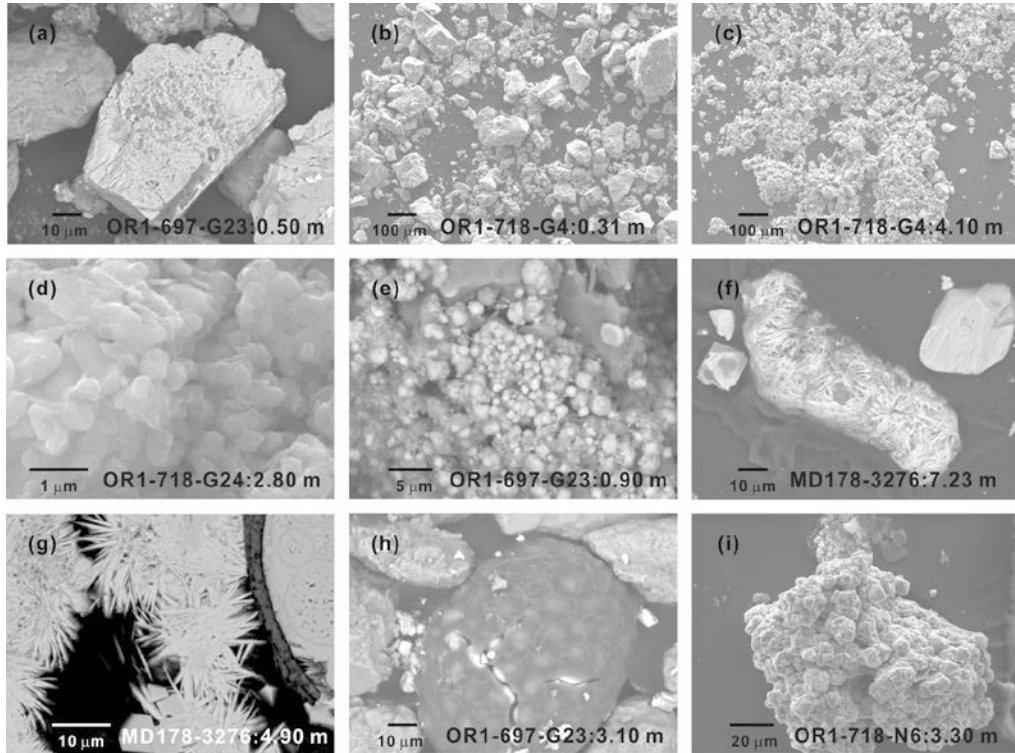
X 光繞射分析顯示，在儀器所能偵測的範圍內，臺灣西南外海的沉積物岩心在不同區段有些僅含單一類型的磁性礦物，有些則出現不同類型的含鐵礦物，有些已幾乎不含磁性礦物。圖四為臺灣西南外海沉積物所萃取出之磁性物質具代表性的 X 光繞射圖譜。圖四 a-b 顯示有些沉積物所含之磁性礦物是以磁鐵礦為主，而有些則磁鐵礦的含量明顯變少，並有硫複鐵礦之出現。圖四 c-d 顯示沉積物含有四方硫鐵礦並伴隨有硫複鐵礦。圖四 e-f 顯示沉積物含有硫複鐵礦並伴隨有黃鐵礦，或僅含單純的硫複鐵礦。圖四 g-h 顯示沉積物含有磁黃鐵礦並伴隨有黃鐵礦。圖四 i-j 顯示沉積物含單純的黃鐵礦，或伴隨有少量的硫複鐵礦。圖四 k-l 則顯示由沉積物所萃取出之磁性物質其內幾乎無磁性礦物之存在，僅鑑定出石英或疑似有微量之磁鐵礦。上述磁鐵礦、四方硫鐵礦、硫複鐵礦、磁黃鐵礦、黃鐵礦出現在不同岩心的不同層位，反映沉積物或仍處在氧化的環境，或已受到甲烷氣不同程度的還原作用。

含鐵礦物的產狀與來源則由圖五之掃描式電子顯微鏡影像觀察得知。圖五 a 為一粗顆粒含鈦磁鐵礦，其多角不規則的外形指示其為碎屑源，且凹凸之表面隱示該礦物業已開始發生還原作用的溶蝕現象。圖五 b-c 為同一根岩心在不同的層位深度其碎屑源磁鐵礦的粒徑變化，顯示較深處之磁鐵礦經由溶蝕其粒徑明顯變細。圖五 d-e 為硫複鐵礦，呈現等粒細小之聚晶，粒徑在  $1 \mu\text{m}$  以下。圖五 f 為一結核粒，由刀板狀磁黃鐵礦聚晶組合而成，更具體之影像則如圖五 g 所示，單顆粒徑長約  $10 \mu\text{m}$ 。至於黃鐵礦則有 2 種產狀，一為草莓狀聚晶，如圖五 h，另一為發育良好的自形晶體，如圖五 i。上述的產狀顯示硫複鐵礦、磁黃鐵礦、黃鐵礦皆為自生源礦物，是生地化還原過程中的產物。



圖四 (a-l) 取自不同岩心及深度之磁性萃取物的 X 光繞射圖譜。M：磁鐵礦、Mk：四方硫鐵礦、G：硫複鐵礦、Po：磁黃鐵礦、Py：黃鐵礦、Q：石英、N/A：無法鑑定。

Fig. 4 (a-l) X-ray diffraction patterns of magnetic extracts separated from different cores and depths. M: magnetite, Mk: mackinawite, G: greigite, Po: pyrrhotite, Py: pyrite, Q: quartz, N/A: not available.



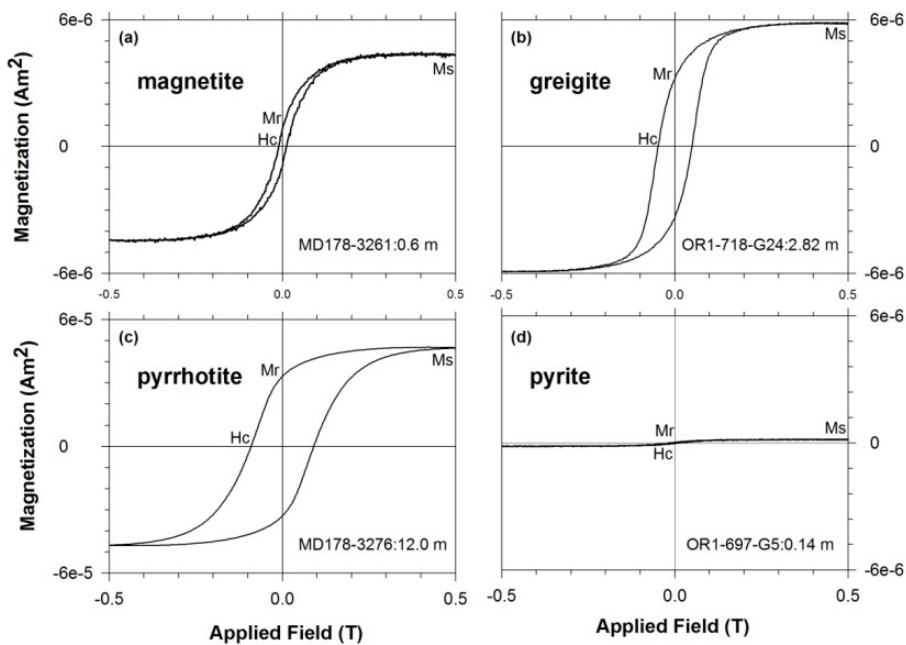
圖五 取自不同岩心及深度的磁性礦物之掃描式電子顯微鏡影像。(a) 含鈦磁鐵礦 (b) 粗粒磁鐵礦 (c) 細粒磁鐵礦 (d) 硫複鐵礦聚晶 (e) 硫複鐵礦聚晶 (f) 磁黃鐵礦結核粒 (g) 磁黃鐵礦聚晶 (h) 草莓狀黃鐵礦聚晶 (i) 自形黃鐵礦聚晶。

Fig. 5 Images of scanning electron microscope for magnetic minerals separated from different cores and depths. (a) titanomagnetite, (b) coarse-grain magnetite particles, (c) fine-grained magnetite particles, (d) greigite aggregates, (e) greigite aggregates, (f) pyrrhotite nodule, (g) pyrrhotite aggregates, (h) framboidal pyrite aggregates, (i) euhedral pyrite aggregates.

## 沉積物的岩石磁學特性

含有磁鐵礦、硫複鐵礦、磁黃鐵礦、黃鐵礦的沉積物所顯示的岩石磁學性質亦有別，此可由圖六之磁滯曲線及其磁性參數的測值看出彼此之差異。圖六 a 為磁性礦物以磁鐵礦為主的沉積物所測得的磁滯曲線。由於磁鐵礦屬碎屑源，其粒徑多在數微米以上（圖五 a-c），使得  $H_c$  測值偏小，磁滯曲線呈現細窄型，且受到臺灣地區高沉積率之影響，磁鐵礦因大量沉積物的稀釋而變少，若又遭逢掩埋後還原作用之溶蝕，更易造成其  $M_s$ 、 $M_r$  值偏低。圖六 b 為磁性礦物以硫複鐵礦為主的沉積物所測得的磁滯曲線，由於自生源硫複鐵礦侷限在沉積物的孔隙間生長，通常為次微米

級大小（圖五 d-e），因粒徑較碎屑源磁鐵礦細小，故  $H_c$  值偏大，磁滯曲線呈現寬廣型，且若還原作用持續進行，在沉積物中的含量會逐步增生富集，其  $M_s$ 、 $M_r$  將呈高值。圖六 c 為磁性礦物以磁黃鐵礦為主的沉積物所測得的磁滯曲線，可以看出其較硫複鐵礦具有更為寬廣的外觀， $H_c$  值也更大，且在 +0.5 T 及 -0.5 T 時所測得的  $M_s$ ，實際上並未達於飽和狀態（即高磁場處的兩條磁化曲線未能重合）。圖六 d 為以黃鐵礦為主但仍含有微量磁性礦物之沉積物的磁滯曲線，因黃鐵礦不具磁性，而微量的磁性礦物使得磁滯曲線訊息微弱，呈現極低的  $M_s$ 、 $M_r$  與  $H_c$  測值，測值誤差偏大。

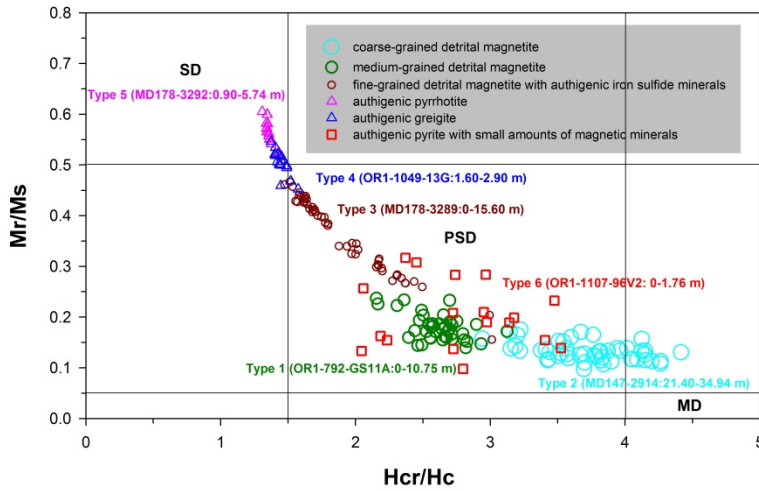


圖六 含有 (a) 磁鐵礦 (b) 硫複鐵礦 (c) 磁黃鐵礦 (d) 黃鐵礦之沉積物其典型的磁滯曲線。

Fig. 6 Typical hysteresis loops for sediments containing (a) magnetite, (b) greigite, (c) pyrrhotite, (d) pyrite.

由磁滯曲線四個磁性參數比值 ( $M_r/M_s$  對  $H_{cr}/H_c$ ) 所做的 Day plot 亦可呈現不同帶磁礦物沉積物的磁學特性。彙整岩心的磁性礦物及磁性參數比值的 Day plot，可歸納出下列 6 種類型（圖七）。

- (1) 沉積物之磁性礦物若是以碎屑源磁鐵礦為主，則其磁性參數比值 ( $M_r/M_s$  對  $H_{cr}/H_c$ ) 之落點大多分布在 Day plot 假單磁域範圍之中下方， $M_r/M_s$  比值介於 0.1-0.25 之間，且  $H_{cr}/H_c$  比值介於 2.0-3.5 之間，亦即這些落點的位置反映沉積物仍處於氧化環境。



圖七 含有磁鐵礦、硫複鐵礦、磁黃鐵礦、黃鐵礦的沉積物在 Day plot 中的 6 種落點分布。SD：單磁域、PSD：假單磁域、MD：多磁域。

Fig. 7 Six types of point distribution for magnetite-, greigite-, pyrrhotite-, pyrite-bearing sediments in the Day plot. SD: single domain, PSD: pseudo-single domain, MD: multi-domain.

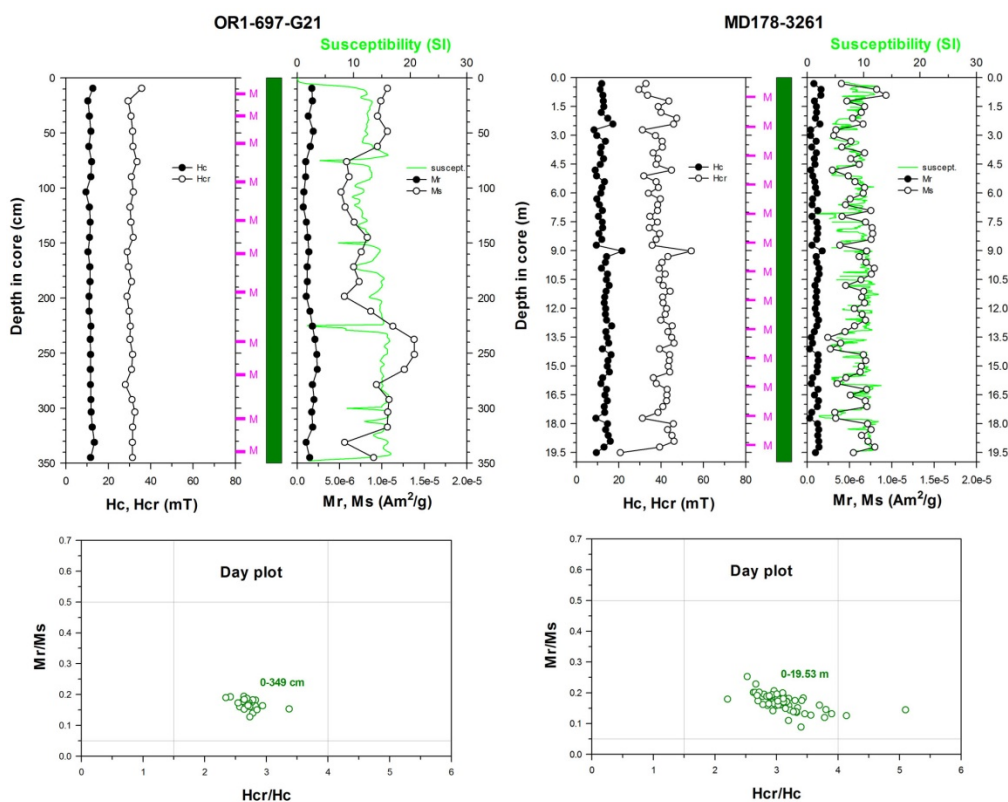
- (2) 沉積物之磁性礦物仍是以碎屑源磁鐵礦為主，但 Day plot 落點較第一類型更偏向右下方的多磁域區，顯示磁鐵礦的粒徑偏粗，其原因可能是沉積物本身隸屬濁流堆積的砂質層而非細粒的泥質層，亦可能沉積物已受到輕微程度的還原作用，致使其內較細粒之磁鐵礦先行溶蝕而殘留下較粗粒的磁鐵礦。
- (3) 時常有細粒磁鐵礦殘存並伴隨或多或少的磁性硫化鐵礦物，其 Day plot 落點較第一類型更偏向左上方的單磁域區，顯示沉積物已受到某種程度的還原作用。
- (4) 沉積物內之磁性礦物以自生源硫複鐵礦為主，其落點大多集中於左上方的單磁域區， $Mr/Ms$  比值近於或大於 0.5，且  $Hcr/Hc$  比值近於或小於 1.5，顯示沉積物已受到相當程度的還原作用。
- (5) 沉積物之磁性礦物以磁黃鐵礦為主，其落點與硫複鐵礦相似，惟位置更偏向左上方的區域，此亦顯示沉積物已受到相當程度的還原作用。
- (6) 沉積物內幾乎已無磁性礦物，且硫化鐵礦物是以黃鐵礦為主，因磁性微弱，其  $Ms$ 、 $Mr$ 、 $Hc$ 、 $Hcr$  測值低，不準度變大，造成參數比值變異大，Day plot 落點呈散亂型。此一類型顯示沉積物已受到強烈程度的還原作用，致使磁鐵礦、硫複鐵礦、磁黃鐵礦幾乎已不存在。

綜合以上所述，磁滯曲線參數比值 ( $Mr/Ms$  vs.  $Hcr/Hc$ ) 的 Day plot 落點分布對於含有磁鐵礦、硫複鐵礦、磁黃鐵礦、黃鐵礦的沉積物具有相當好的診斷性，可藉此研判該沉積物是否仍處於氧化環境，抑或已受到甲烷氣不同程度的還原作用。

## 岩心在不同區段的還原程度

根據臺灣西南外海沉積物的磁性礦物組成及磁學特性，可逐一分辨出各岩心在不同的層位區段是否仍維持氧化的環境，或是已歷經甲烷氣不同程度的還原作用。茲將沉積物歷經的還原程度歸為四種類型：（1）尚未受到還原作用；（2）受到輕微程度的還原作用；（3）受到中等程度的還原作用；（4）受到強烈程度的還原作用。以下將列舉代表性的岩心做說明（岩心地理位置與基本資料參圖一及表一）。

圖八分別為位於永安海脊區的岩心 OR1-697-G21 及手掌海脊區的岩心 MD178-3261 其磁性參數及磁性礦物組成隨岩心深度的變化。這 2 根岩心的磁性萃取物經由 X 光繞射分析顯示整根區段是由碎屑源的磁鐵礦組成，代表沉積物尚未受



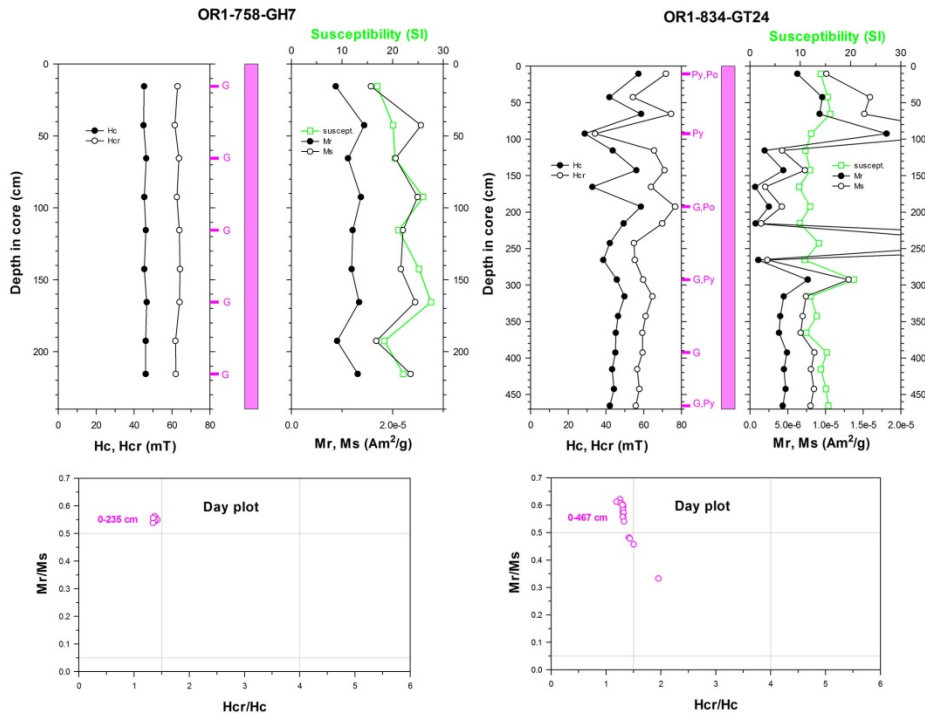
圖八 岩心 OR1-697-G21 及 MD178-3261 之岩石磁學性質 (Hc、Hcr、Mr、Ms、magnetic susceptibility、Day plot) 及磁性礦物組成 (M：磁鐵礦) 隨岩心深度的變化。這兩根岩心的磁性特徵指示沉積物存在於氧化的環境 (以綠色條柱表示)。

Fig. 8 Down-core variations of rock magnetic properties (Hc, Hcr, Mr, Ms, magnetic susceptibility, and Day plot) and magnetic mineral components (M: magnetite) of cores OR1-697-G21 and MD178-3261. The magnetic characteristics of these two cores indicate that sediments are in an oxidizing environment (denoted by green bars).



到甲烷氣的還原作用。其磁性特徵為：反映磁性粒徑大小的頑磁力 (Hc)、頑殘磁力 (Hcr)，其值分別為 10-15 mT 及 30-40 mT，且隨岩心深度之變異量小，而反映磁性礦物含量的飽和磁化 (Ms)、飽和殘磁 (Mr)，其值與磁感率有同步的趨勢。此外，Day plot 的落點大多集中在假單磁域的中下方 (Mr/Ms: 0.1-0.25, 且 Hcr/Hc: 2.0-3.5)，顯示磁鐵礦的粒徑應屬常態分布。

圖九分別為位於臺南海脊區的岩心 OR1-758-GH7 及枋寮海脊區的岩心 OR1-834-GT24 其磁性參數及磁性礦物組成隨岩心深度的變化。這 2 根岩心的磁性萃取物經由 X 光繞射分析顯示整根區段是以自生源硫復鐵礦、磁黃鐵礦及黃鐵礦為主，並未鑑定出碎屑源磁鐵礦，顯示沈積物已受到甲烷氣中等程度的還原作用。其磁性特徵為：頑磁力 (Hc)、頑殘磁力 (Hcr) 值分別約為 40-60 mT 及 60-80 mT，

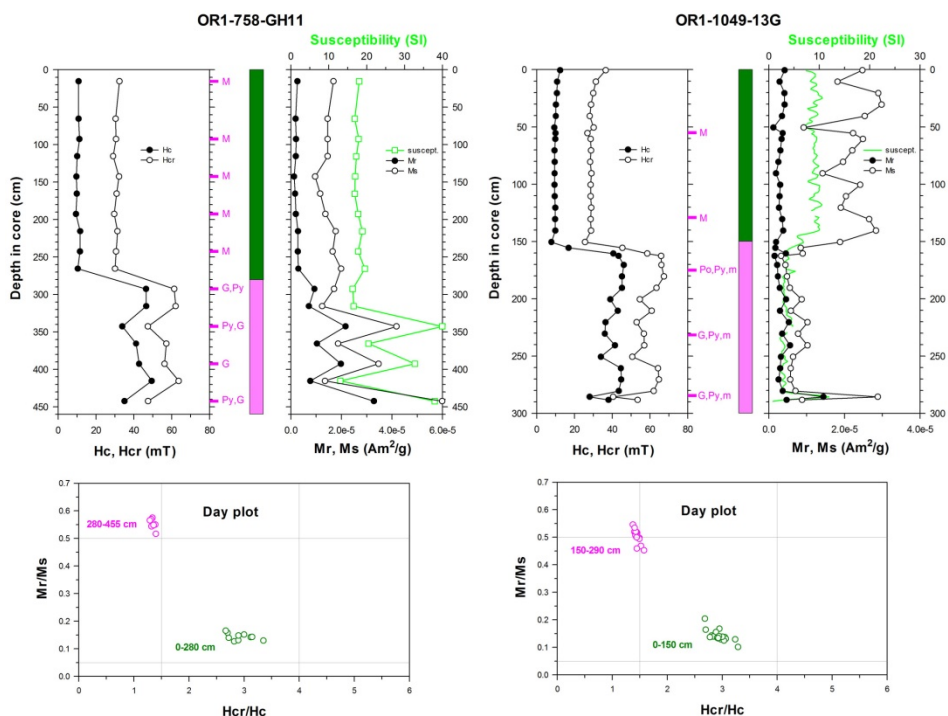


圖九 岩心 OR1-758-GH7 及 OR1-834-GT24 之岩石磁學性質 (Hc、Hcr、Mr、Ms、magnetic susceptibility、Day plot) 及磁性礦物組成 (G：硫復鐵礦；Po：磁黃鐵礦；Py：黃鐵礦) 隨岩心深度的變化。這兩根岩心的磁性特徵指示沉積物業已經歷了中等程度的還原作用 (以粉紅色條柱表示)。

Fig. 9 Down-core variations of rock magnetic properties (Hc, Hcr, Mr, Ms, magnetic susceptibility, and Day plot) and magnetic mineral components (Po: pyrrhotite; G: greigite; Py: pyrite) of cores OR1-758-GH7 and OR1-834-GT24. The magnetic characteristics of these two cores indicate that sediments had undergone moderately reducing processes (denoted by pink bars).

明顯大於磁鐵礦者。而反映磁性礦物含量的飽和磁化 ( $M_s$ )、飽和殘磁 ( $M_r$ )、磁感率，其值亦較僅含磁鐵礦的沉積物為高，並且在某些層位因磁性硫化鐵礦物的增生富集，使得飽和磁化、飽和殘磁、磁感率會有異常高值的出現。此外，Day plot 的落點大多集中在單磁域範圍內 ( $M_r/M_s$  比值近於或大於 0.5，且  $H_{cr}/H_c$  比值近於或小於 1.5)，顯示硫復鐵礦、磁黃鐵礦的粒徑細小。

圖十分別為位於四方圈合海脊區的岩心 OR1-758-GH11 及前緣海脊區的岩心 OR1-1049-13G 其磁性參數及磁性礦物組成隨岩心深度的變化。這 2 根岩心的磁性特

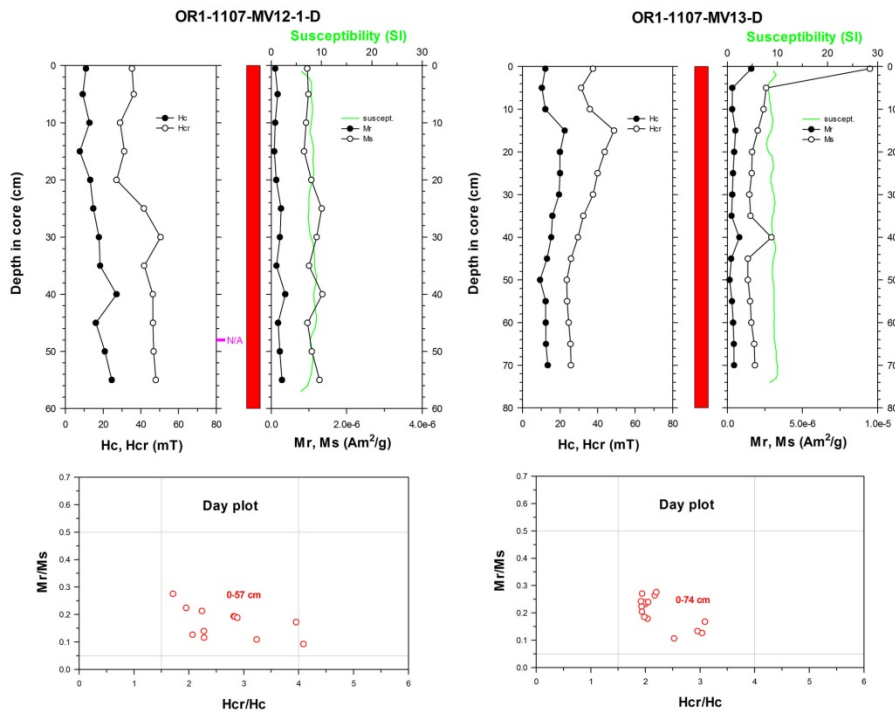


圖十 岩心 OR1-758-GH11 及 OR1-1049-13G 之岩石磁學性質 ( $H_c$ 、 $H_{cr}$ 、 $M_r$ 、 $M_s$ 、magnetic susceptibility、Day plot) 及磁性礦物組成 (M: 磁鐵礦; m: 少量磁鐵礦; G: 硫復鐵礦; Po: 磁黃鐵礦; Py: 黃鐵礦) 隨岩心深度的變化。這兩根岩心的磁性特徵指示沉積物的下半段 (分別為 280-455 cm 及 150-290 cm) 業已經歷了中等程度的還原作用 (以粉紅色條柱表示)，而上半段 (分別為 0-280 cm 及 0-150 cm) 仍存在於氧化的環境 (以綠色條柱表示)。

Fig. 10 Down-core variations of rock magnetic properties ( $H_c$ ,  $H_{cr}$ ,  $M_r$ ,  $M_s$ , magnetic susceptibility, and Day plot) and magnetic mineral components (M: magnetite; m: small amounts of magnetite; Po: pyrrhotite; G: greigite; Py: pyrite) of cores OR1-758-GH11 and OR1-1049-13G. The magnetic characteristics of these two cores indicate that the lower interval of sediments (280-455 cm and 150-290 cm, respectively) had undergone moderately reducing processes (denoted by pink bars), while the upper one (0-280 cm and 0-150 cm, respectively) is still in an oxidizing environment (denoted by green bars).

徵顯示其下半段的沉積物已歷經甲烷氣中等程度的還原作用，致使碎屑源磁鐵礦幾乎溶蝕殆盡或仍少量殘留，並生成多寡不一的硫複鐵礦、磁黃鐵礦、黃鐵礦。而上半段則尚未受到甲烷氣的還原作用，依然處於氧化環境，因此碎屑源磁鐵礦仍存在。

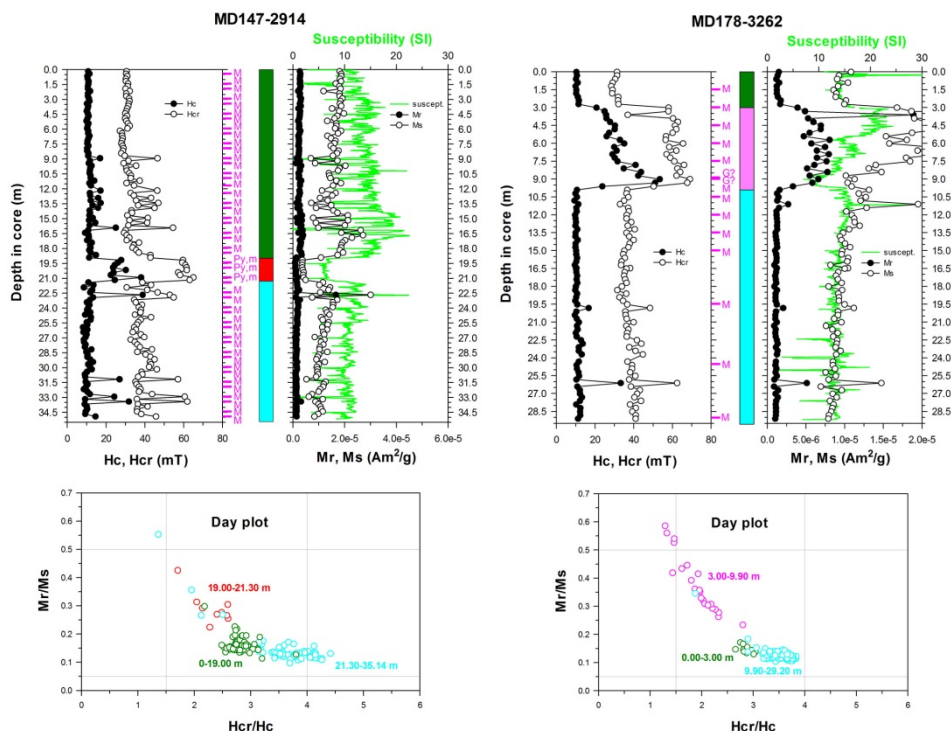
圖十一分別為燦堯泥火山群區的岩心 OR1-1107-MV12-1-D 及 OR1-1107-MV13-D 其磁性參數及磁性礦物組成隨岩心深度的變化。這 2 根岩心的磁性特徵為：飽和磁化 (Ms)、飽和殘磁 (Mr) 與磁感率，相較於含有磁鐵礦、硫複鐵礦、磁黃鐵礦的沉積物，呈現出最低值 ( $Ms : < 2.0 \times 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{g}$ ;  $Mr : < 5.0 \times 10^{-7} \text{ Am}^2/\text{g}$ ; 磁感率值： $< 10$ )，反映其內磁性礦物稀少。此外，針對磁性萃取物的 X 光繞射分析因含量稀少常無法得出結果，且 Day plot 的落點呈現散亂的分布。以上特徵代表這 2 根岩心業已受到甲烷氣強烈程度的還原作用，致使碎屑源磁鐵礦幾乎溶蝕殆盡，沉積物中亦未有自生源的磁性硫複鐵礦或磁黃鐵礦，推斷已轉變成黃鐵礦。



圖十一 岩心 OR1-1107-MV12-1-D 及 OR1-1107-MV13-D 之岩石磁學性質 (Hc、Hcr、Mr、Ms、magnetic susceptibility、Day plot) 及磁性礦物組成 (N/A：量少而無法鑑定) 隨岩心深度的變化。這兩根岩心的磁性特徵指示沉積物業已經歷了強烈程度的還原作用 (以紅色條柱表示)。

Fig. 11 Down-core variations of rock magnetic properties (Hc, Hcr, Mr, Ms, magnetic susceptibility, and Day plot) and magnetic mineral components (N/A: not available) of cores OR1-1107-MV12-1-D and OR1-1107-MV13-D. The magnetic characteristics of these two cores indicate that sediments had undergone intensively reducing processes (denoted by red bars).

圖十二分別為位於四方圈合海脊區的岩心 MD147-2914 及福爾摩沙海脊區的岩心 MD178-3262 其磁性參數及磁性礦物組成隨深度的變化。這 2 根岩心依磁性特徵可區分出多類型的還原程度。位於岩心的最下段(分別為 21.30-35.14 m 及 9.90-29.20 m)業已歷經輕微程度的還原作用。其特徵為有些局部層位其頑磁力 ( $H_c$ )、頑殘磁力 ( $H_{cr}$ ) 出現高值，且 Day plot 的落點偏向多磁域或單磁域，顯示還原作用業已在



圖十二 岩心 MD147-2914 及 MD178-3262 之岩石磁學性質 ( $H_c$ 、 $H_{cr}$ 、 $Mr$ 、 $Ms$ 、magnetic susceptibility、Day plot) 及磁性礦物組成 (M: 磁鐵礦; m: 少量的磁鐵礦; G: 硫複鐵礦; P: 黃鐵礦) 隨岩心深度的變化。這兩根岩心的磁性特徵指示沉積物的最下段(分別為 21.30-35.14 m 及 9.90-29.20 m)及中間段(分別為 19.00-21.30 m 及 3.00-9.90 m)業已經歷了輕微程度(以淺藍色條柱表示)及強烈/中等程度的還原作用(以紅色/粉紅色條柱表示)，而最上段(分別為 0-19.00 m 及 0-3.00 m)仍存在於氧化的環境(以綠色條柱表示)。

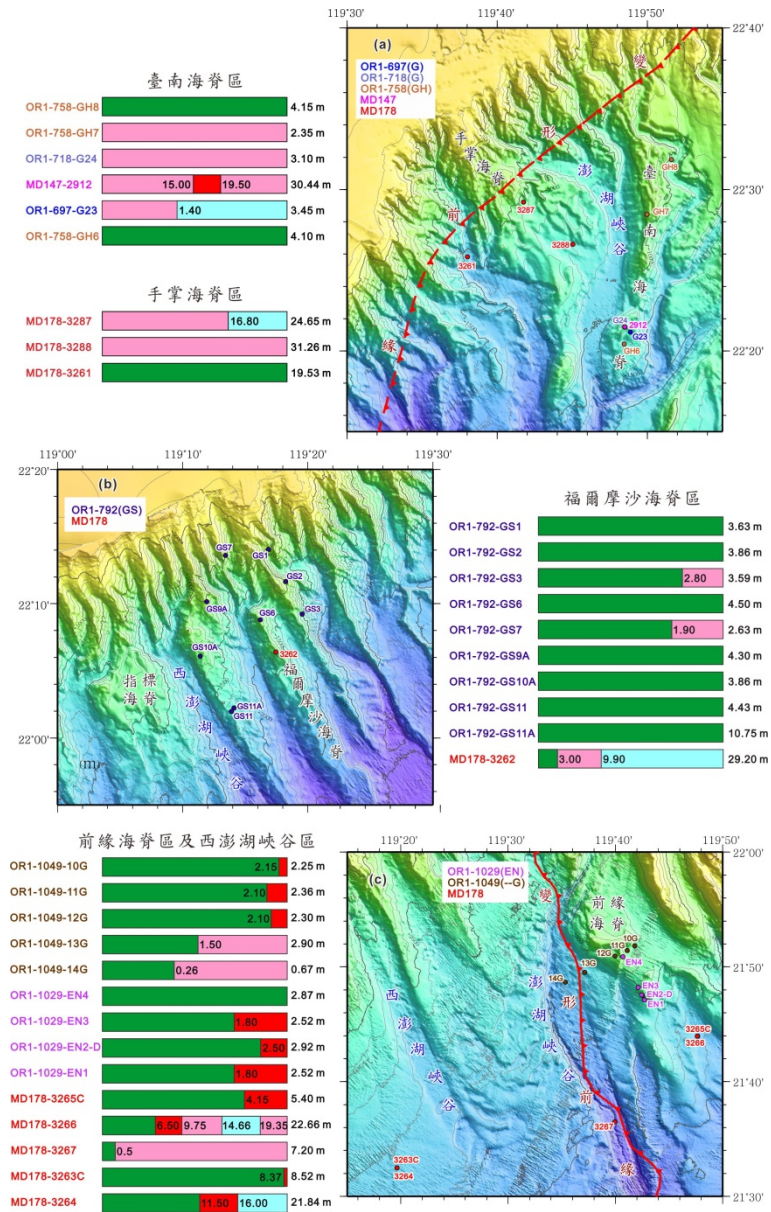
Fig. 12 Down-core variations of rock magnetic properties ( $H_c$ ,  $H_{cr}$ ,  $Mr$ ,  $Ms$ , magnetic susceptibility, and Day plot) and magnetic mineral components (M: magnetite; m: small amounts of magnetite; G: greigite; Py: pyrite) of cores MD147-2914 and MD178-3262. The magnetic characteristics of these two cores indicate that the lowest (21.30-35.14 m and 9.90-29.20 m, respectively) and middle (19.00-21.30 m and 3.00-9.90 m, respectively) intervals of sediments had undergone slightly (denoted with light blue bars) and intensively/moderately reducing processes (denoted by red/pink bars), while the top one (0-19.00 m and 0-3.00 m, respectively) is still present in oxidizing environment (denoted by green bars).

局部層位發生，但因程度輕微以致仍保有碎屑源磁鐵礦。然而在岩心的中段（分別為 19.00-21.30 m 及 3.00-9.90 m），各自呈現強烈及中等程度的還原現象，即岩心 MD147-2914 在該段的飽和磁化（Ms）、飽和殘磁（Mr）與磁感率皆為極低值，Day plot 的落點散亂；而岩心 MD178-3262 在該段的飽和磁化（Ms）、飽和殘磁（Mr）與磁感率皆為極高值，Day plot 的落點偏向單磁域。進入到岩心的上段（分別為 0-19.00 m 及 0-3.00 m），則仍維持氧化的環境，Day plot 的落點多集中於假單磁域的中下方。

### 各地理分區沉積物的氧化與還原程度

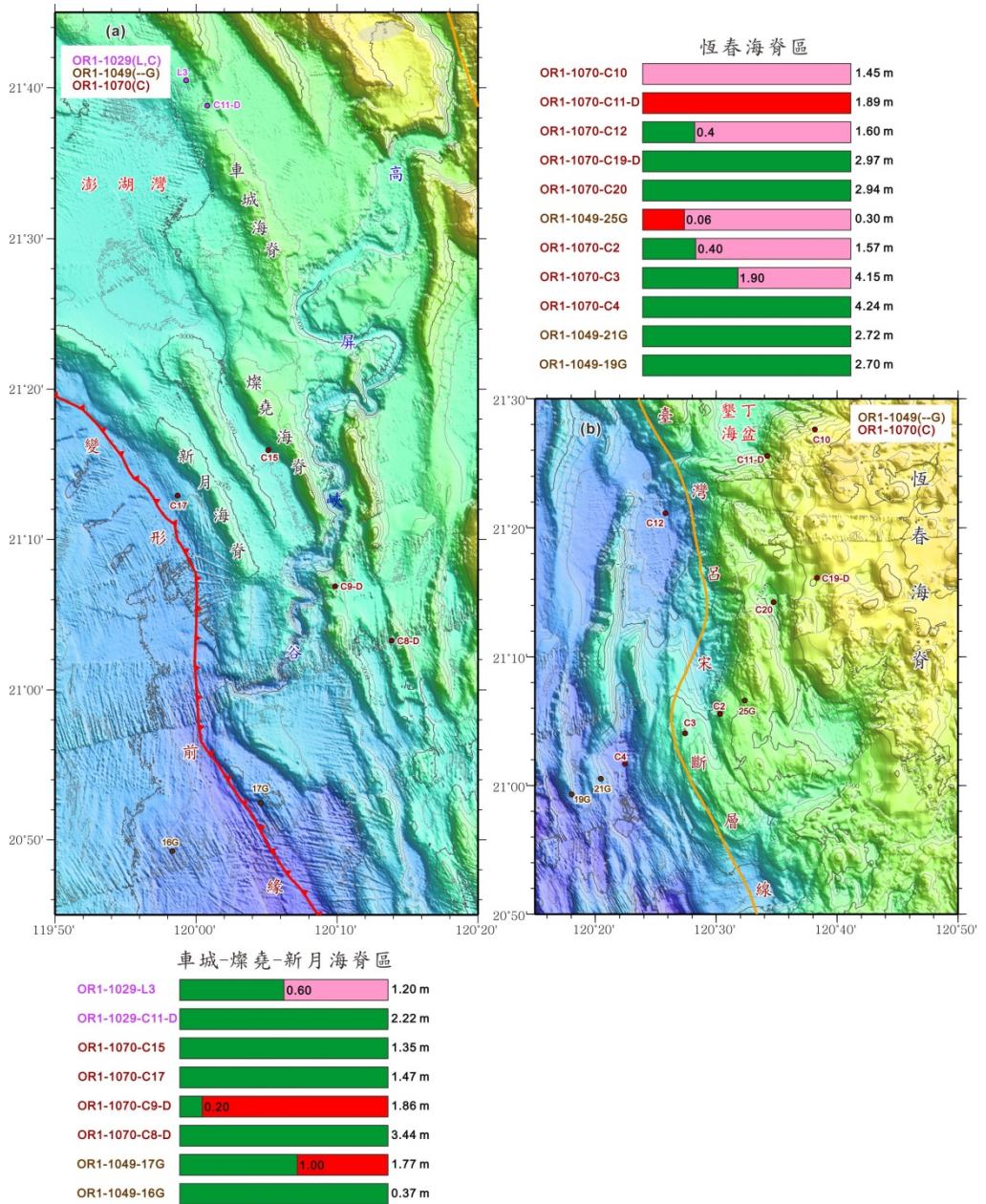
為了展示臺灣西南海域 120 根岩心各層位區段其還原程度歸屬於何種類型，茲就其所在的地理分區逐一彙整如下：位於臺南海脊、手掌海脊、福爾摩沙海脊、前緣海脊、西澎湖峽谷區者示於圖十三 a-c；位於車城—燦堯—新月海脊、恆春海脊區者示於圖十四 a-b；位於枋寮海脊、燦堯泥火山群、泥火山海脊、墾丁海盆區者示於圖十五；位於好景海脊、永安海脊、四方圈合海脊區者示於圖十六。有關各岩心沉積物的磁性礦物組成及岩石磁學性質的完整資料示於文獻報告（洪崇勝，2015）。

綜合圖十三—十六，可以觀察出位於海底地形高區（如海脊及泥火山）以及鄰近變形前緣或臺灣—呂宋斷層線的岩心相較於位在海底地形低窪處（如海盆及深海平原）的岩心具有較強的還原程度，且在岩心的淺表層處即已發生還原作用。茲以臺南海脊為例（圖十三 a），位於地形高處的岩心 OR1-758-GH7、OR1-718-G24、MD147-2912、OR1-697-G23 相較於周邊低處的岩心 OR1-758-GH8、OR1-758-GH6 其沉積物淺表層處即已呈現中等程度的還原現象。又如枋寮海脊及燦堯泥火山群區高處的岩心 OR1-834-GT24、OR1-834-GT4、OR1-1107-MV13-D、OR1-1107-MV12（1-D、A-D、D-D），其整根沉積物皆已呈現中強程度的還原現象（圖十五），而位在周邊低窪或平坦區的岩心 OR1-834-GT-M2B、OR1-834-GT-S1、OR1-834-GT22、OR1-834-GT5、OR1-1029-C1-D，則呈現整根沉積物區段仍為氧化的狀態。至於其他地形分區中的岩心其氧化或還原的程度皆可做如是之觀察。在圖十三—十六中另可觀察到有些岩心的下部區段較上部區段呈現較強的還原程度，但有些則反是。例如在車城—燦堯—新月海脊、恆春海脊區內同時具有氧化與還原區段的岩心大多呈現前者的現象（圖十四），而位於永安海脊區的岩心有半數以上屬於後者（圖十六），造成此現象之原因將於下文中論述。由圖十三—十六亦可觀察到在長短不一的岩心中，長岩心更能完整展現當地沉積物氧化或還原程度的樣貌。例如位於西澎湖峽谷區西側的 MD178-3263C、MD178-3264 及前緣海脊區東南側的 MD3265C、MD3266 岩心（圖十三 c），其站位相同但長度不同。較長的岩心 MD178-3264、MD178-3266 展現出沉積物在深處有多類型的氧化或還原區段。但若短岩心在淺表層處即已呈現中強程度的還原現象，則代表該處已有較大的甲烷氣通量，如燦堯泥火山群、好景海脊、永安海脊區的短岩心（圖十五—十六）。



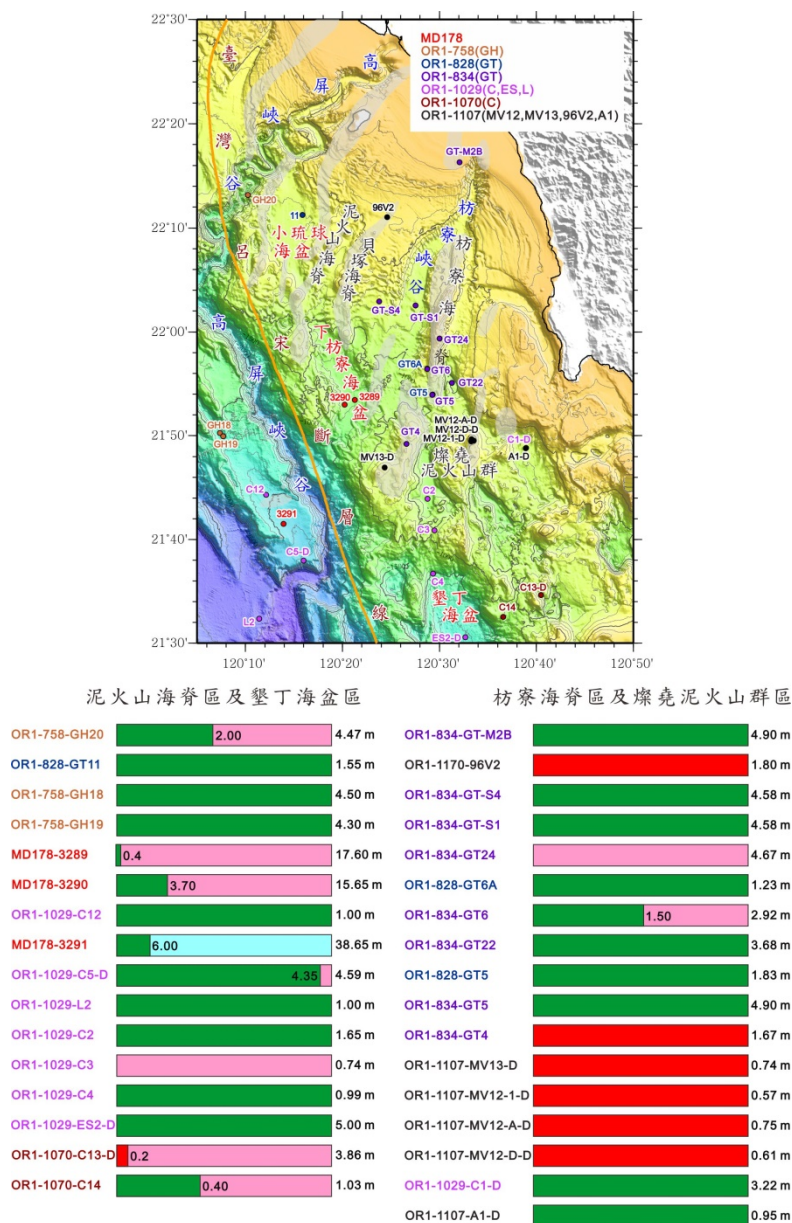
圖十三 分布於 (a) 臺南海脊、手掌海脊 (b) 福爾摩沙海脊 (c) 前緣海脊、西澎湖峽谷區岩心的站位及氧化 / 還原剖面圖。綠色、淺藍色、粉紅色、紅色水平條柱分別代表沉積物區段處於氧化環境或已經歷了輕微、中等、強烈程度的還原作用。數字代表岩心的深度或長度 (m)。

Fig. 13 Locations and redox profiles for cores in regions of (a) the Tainan and the Palm Ridges, (b) the Formosa Ridge, and (c) the Frontal Ridges and the West Penghu Canyon. Green, light blue, pink, and red horizontal bars represent that sediment intervals are in an oxidizing environment or had undergone slightly, moderately, intensively reducing processes, respectively. Figures indicate depths or lengths (m) of cores.



圖十四 分佈於 (a) 車城—燦堯—新月海脊 (b) 恆春海脊區岩心的站位及氧化 / 還原剖面圖。綠色、粉紅色、紅色水平條柱分別代表沉積物區段處在氧化環境或已經歷了中等、強烈程度的還原作用。數字代表岩心的深度或長度 (m)。

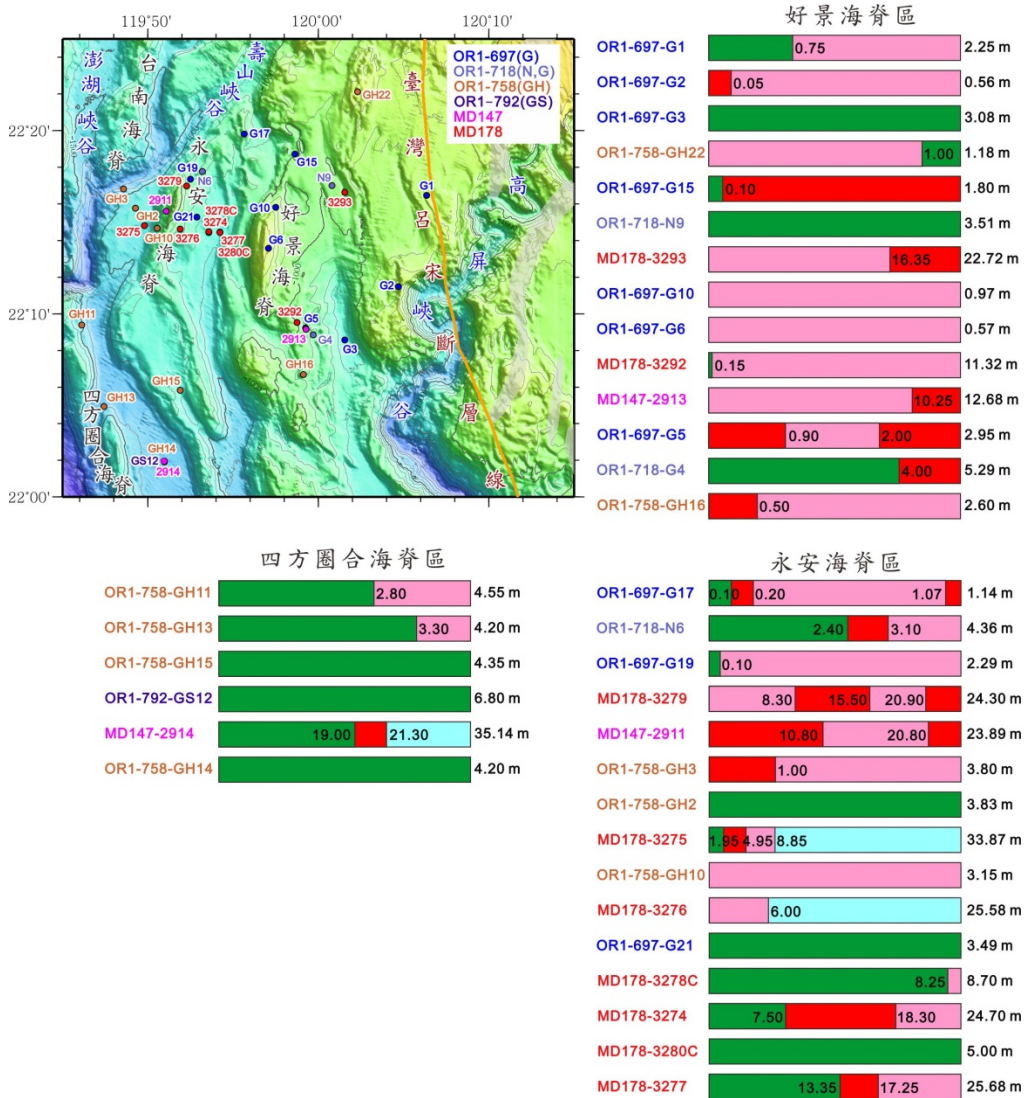
Fig. 14 Locations and redox profiles for cores in regions of (a) the Checheng-Tsanyao-Crescent Ridges and (b) the Hengchun Ridge. Green, pink, and red horizontal bars represent that sediment intervals are in an oxidizing environment or had undergone moderately, intensively reducing processes, respectively. Figures indicate depths or lengths (m) of cores.



圖十五 分布於枋寮海脊、燦堯泥火山群、泥火山海脊、墾丁海盆區岩心的站位及氧化 / 還原剖面圖。綠色、淺藍色、粉紅色、紅色水平條柱分別代表沉積物區段處在氧化環境或已經歷了輕微、中等、強烈程度的還原作用。數字代表岩心的深度或長度 (m)。

Fig. 15 Locations and redox profiles for cores in regions of the Fangliao Ridge, the Tsanyao Mud Volcano Group, the Mud-Volcano Ridge, and the Kenting Basin. Green, light blue, pink, and red horizontal bars represent that sediment intervals are in an oxidizing environment or had undergone slightly, moderately, intensively reducing processes, respectively. Figures indicate depths or lengths (m) of cores.





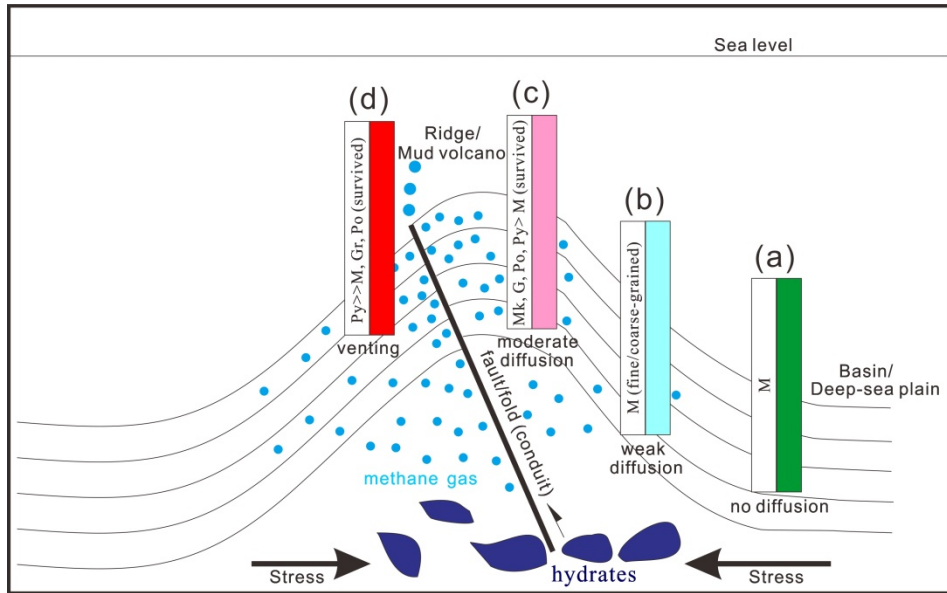
圖十六 分布於好景海脊、永安海脊、四方圍合海脊區岩心的站位及氧化 / 還原剖面圖。綠色、淺藍色、粉紅色、紅色水平條柱分別代表沉積物區段處在氧化環境或已經歷輕微、中等、強烈程度的還原作用。數字代表岩心的深度或長度(m)。

Fig. 16 Locations and redox profiles for cores in regions of the Good Weather, the Yungan, and the Four-Way Closure Ridges. Green, light blue, pink, and red horizontal bars represent that sediment intervals are in an oxidizing environment or had undergone slightly, moderately, intensively reducing processes, respectively. Figures indicate depths or lengths (m) of cores.

## 討論

### 沉積物的還原程度與地體構造之關係

綜合上述岩心所展示的沉積物氧化與還原狀態，顯示臺灣西南外海各地理分區內的沈積物皆經歷了不同程度的還原作用，且位於地形高區，如海脊或泥火山，普遍在岩心的淺表層處即呈現中等甚至強烈還原的狀態，而位於地形低區，如海盆或平原，沉積物在淺表層處則多維持在氧化的狀態，直至岩心較深處才呈現還原現象。此外就地體構造而言，位在變形前緣或臺灣—呂宋斷層界線以東區域內的岩心則較以西的岩心呈現更顯著的還原作用。造成此一現象的原因與甲烷氣遷移的型態有關 (Novosel *et al.*, 2005)。一般而言，位於地層深處的天然氣水合物一旦因不安定而解離則其內的甲烷氣將向外、向上遷移。在斷層及褶皺活躍的區域因地層遭受擠壓抬升遂形成地形高區，且因構造作用產生的裂隙使得甲烷氣易於排氣 (venting)，通量變大，還原作用變得較為強烈；反之，在地形低區或南海北部大陸斜坡—深海平原區則因構造活動不活躍，不易產生裂隙通道致使海床下的甲烷氣無法進入，或僅能以擴散 (diffusion) 的方式緩慢滲入，還原作用變得和緩或無法發生。圖十七即為根據岩心磁學性質之資料所建立的一個概念模式，用來說明臺灣西南外海地區的沉積物為何會遭受到甲烷氣不同程度的還原作用而含有不同類型的磁性礦物組成：(a) 在低窪地區構造作用不活躍的環境下，若無氣體通道產生，沉積物中的甲烷氣體只能藉由擴散方式由高向低濃度的地區向外、向上緩慢移動。在尚未受到擴散作用影響的區域，沉積物仍將保有原先氧化態碎屑源的磁鐵礦。(b) 一旦沉積物受到甲烷氣體的擴散，若其通量微弱，還原作用隸屬輕微程度，此時細顆粒的磁鐵礦會先溶蝕，而依其作用時間的長短將殘留下粗粒或細粒徑的碎屑源磁性礦物。(c) 若甲烷氣體的通量適中，還原程度中等，磁鐵礦將少部分殘存，並改以不同比例的自生源硫化鐵礦物為主。(d) 若有氣體通道導引，甲烷氣容易經由此通道而快速擴散，形成排氣現象。此時強烈的還原作用導致黃鐵礦成為最終的硫化鐵產物，其餘礦物則少量殘存。海床下的構造作用，如成長性逆斷層與褶皺，是造成氣體通道的主要因素，而此種構造推升作用也易形成地形高區。這說明在隱沒—碰撞—增積岩體區內的地形高區容易出現還原環境，而在地形低區以及南海北部大陸斜坡—深海平原區內，因無推升作用或構造作用不活躍，故岩心仍常保有磁鐵礦，或受到還原的區段是位在較深處的原因。從上述各地理區域內岩心所呈現的還原程度，整體而言，可以觀察出位在燦堯泥火山群的沈積物其還原程度最強烈，其次為永安及好景海脊區內的岩心，至於福爾摩沙海脊區的沉積物還原程度則屬最微弱，這與地體構造影響甲烷氣通量以致沉積物的還原程度有密切的關聯。



圖十七 地體構造如何控制甲烷通量的強度及影響沉積物中磁性礦物產狀之概念模式示意圖。經由褶皺或斷層作用形成的裂隙提供甲烷氣向上遷移的通道，導致碎屑源磁鐵礦的溶蝕及硫化鐵礦物的生成。溶蝕的程度及礦物的產狀端視甲烷通量之強度而定。(a) 沉積物處於裂隙未發育及甲烷氣未能到達的地區，碎屑源磁鐵礦 (M) 得以保存。此類沉積物通常位在地形低區，如海盆或深海平原。(b) 沉積物受到甲烷氣輕微通量的擴散供應，將殘留粗粒或細粒徑的磁鐵礦。(c) 沉積物受到甲烷氣中等通量的擴散供應，自生源硫化鐵礦物 (Mk：四方硫鐵礦、G：硫複鐵礦、Po：磁黃鐵礦、Py：黃鐵礦) 將以不同比例形式生成。(d) 沉積物受到甲烷氣排氣現象的供應，導致磁鐵礦幾乎溶蝕殆盡，且自生源磁性硫化礦物將轉變成以黃鐵礦為主的礦物。此類沉積物主要位在地形高區，如海脊或泥火山區。

Fig. 17 A conceptual model illustrating how tectonic structures such as folds and faults control methane flux and affect magnetic mineral occurrence in sediments. Fractures by folding or faulting provide conduits for methane migration upward, which leads to dissolution of detrital magnetite and formation of iron sulfide minerals. The dissolution extent and mineral occurrence depend on methane flux. (a) Detrital magnetite (M) can be preserved in sediments where fractures are not developed and methane gas is not accessible. Such sediments are usually located at topographic lows like basins or deep-sea plains. (b) Fine- or coarse-grained magnetite survives in sediments that are permeated by methane gas through weak diffusion. (c) Authigenic iron sulfide minerals (Mk: mackinawite, G: greigite, Po: pyrrhotite, Py: pyrite) form in different proportions in sediments that are permeated by methane gas through moderate diffusion. (d) Pyrite becomes the dominant iron sulfide mineral in sediments that are permeated by methane gas through venting, which leads to nearly complete dissolution of magnetite and transformation of authigenic mackinawite/greigite/pyrrhotite to pyrite. Such sediments are mainly located at topographic highs, like ridges or mud volcanoes.

## 沉積物的還原程度與沉積作用之關係

依照甲烷氣由下往上的遷移模式，按理應觀察到岩心的下層較上層出現較強的還原程度。由上述各地理分區之岩心所呈現的氧化或還原狀態，確實可觀察到許多岩心的較上部有較弱的還原程度，甚至仍維持在氧化的環境，例如岩心 OR1-758-GH11、OR1-1049-13G、OR1-792-GS3、OR1-1049-11G 等（圖十及圖十三 b-c）。但亦有許多的岩心呈現強還原程度的區段位在弱程度區段之上方，例如岩心 MD147-2914、MD178-3262、MD147-2912、MD178-3266 等（圖十二、圖十三 a 及 c）。造成此一現象的因素則與沉積作用有關。甲烷氣體的遷移固然是以由下往上方式為主，但若沉積物因砂泥含量比例之不同而形成孔隙率的差異，氣體將傾向沿著孔隙大的沉積層做側向平流式遷移，使得岩心在該區段呈現較強的還原現象。孔隙率的差異可能源自本區海域盛行的濁流式沉積作用，造成砂泥比不同之沉積層，或是在沉積過程中，上下沉積物的受到不同程度的壓密作用導致孔隙率的差異。此外，因海底地震或地層崩塌造成沉積環境擾動與重建，使得甲烷氣的遷移路徑不斷做變更，亦會使沉積物在不同時段歷經不同程度的還原作用。因此，除了地體構造作用，沉積作用對沉積物的還原程度亦扮演一重要角色。

## 沉積物受到甲烷氣還原作用的歷史紀錄

位在地形高區的沉積物岩心於淺表層處通常已有還原作用的發生，這一現象與地球化學所觀測到的硫酸鹽—甲烷界面大多位在淺層處，其整體趨勢是一致的（Chuang *et al.*, 2006；Lin *et al.*, 2006；Yang *et al.*, 2006）。但若逐一比較各岩心硫酸鹽—甲烷界面的深度，有時卻與岩石磁學所觀測的氧化或還原程度不符。例如臺南海脊區的岩心 OR1-718-G24，在 3.1 m 長的沉積物中已有硫復鐵礦生成，隸屬中等還原程度（圖四 f 及圖十三 a），但地球化學的量測資料（Lin *et al.*, 2006）則顯示硫酸鹽的含量由表層的 30 mM，降至底層的 15 mM，亦即硫酸鹽並未與甲烷氣反應而耗盡，換言之，硫酸鹽—甲烷界面應在 3.1 m 之下更深的層位。又如好景海脊區的岩心 OR1-697-G1，長 2.25 m，在 0-0.75 m 的區段仍為氧化環境，而在 0.75-2.25 m 的區段則已呈現中等程度的還原作用（圖十六），但上述地球化學的量測資料則顯示硫酸鹽的含量由表層至底層仍維持在約 30 mM 左右，遂未能訂定出硫酸鹽—甲烷的界面。由於甲烷氣的遷移與通量大小常隨時間而變動，因此硫酸鹽—甲烷的界面位置亦會隨時更動。換言之，岩心中硫酸鹽、甲烷氣的測值實乃當時取樣時的現況，而岩石磁學所觀測的還原程度代表的是沉積物過去的歷史紀錄。

事實上，現今臺灣西南外海沉積物受到甲烷氣還原的現象可追溯至更久遠的地質年代。位在嘉義以南的麓山帶廣布著巨厚的泥質岩層，如崁下寮層、古亭坑層、鹽水坑頁岩、玉井頁岩、馬鞍山層等。岩層中不僅出露著帶有甲烷氣的泥火山（Yang

*et al.*, 2004)，並且出露著與甲烷氣相關的冷泉碳酸鹽類（*Wang et al.*, 2006；*Chien et al.*, 2013），甚至有泥貫入體的發現（*Ching et al.*, 2015）。此外，硫複鐵礦亦廣布於古亭坑層、崁下寮層、馬鞍山層中（*Horng et al.*, 1992；*Horng et al.*, 1998；*Jiang et al.*, 2001）。由於古亭坑層、鹽水坑頁岩的年代可追溯至上新世的初期（*Horng and Shea*, 1994），因此，類似現今臺灣西南外海沉積物受到甲烷氣大範圍的還原現象至少在 5.3 百萬年前即已發生，並延續至今。

## 結論

本研究針對 2003 年至 2015 年期間取自臺灣西南外海，包括臺南海脊、手掌海脊、福爾摩沙海脊、西澎湖峽谷、前緣海脊、車城—燦堯—新月海脊、恆春海脊、燦堯火山群、枋寮海脊、泥火山海脊、墾丁海盆、好景海脊、永安海脊、四方圈合海脊等區域，共 12 個航次總計 120 根岩心的沉積物進行了岩石磁學及磁性礦物的量測與分析，具體地將每一岩心各區段在成岩作用初期所受到甲烷氣還原的程度分出四種類型：（1）尚未還原（2）受到輕微程度還原（3）受到中等程度還原（4）受到強烈程度還原。這些岩心以位於地形高區的海脊或泥火山受到的還原程度較深，而位於地形低區的海盆或平原受到的還原程度較淺。控制沉積物的還原程度與甲烷氣的通量有關。地形高區是受到地體構造作用（如斷層與褶皺）推升所致，因產生裂隙通道有助於甲烷氣體通量的增加，使得該處及鄰近地區的沉積物相較於裂隙通道少的地形低區有較強的還原程度。此外，沉積作用造成沉積物孔隙率的差異亦會影響甲烷氣通量的大小。就地理分區言，位在燦堯泥火山群及福爾摩沙海脊的沉積物分別有最強烈及最微弱的還原程度。而現今臺灣西南外海沉積物受到甲烷氣大範圍的還原現象至少可追溯至 5.3 百萬年前。

## 誌謝

本研究承蒙經濟部中央地質調查所及中央研究院地球科學研究所提供歷年之經費補助與支持，謹此申謝。同時也感謝中央大學地球科學系林殿順教授及另一位評審人對文稿所做的寶貴建議，使缺失得以修訂。中央地質調查所林詩婷、黃姿榕兩位小姐負責對文稿做的編排亦在此致謝。本研究之部分樣本是由臺灣大學地質科學系楊燦堯教授於擔任領航科學家之航次所取得，謹以此文感念楊教授生前在天然氣水合物相關研究上的開創與貢獻。

## 參考文獻

- 洪崇勝 (2015) 天然氣水合物資源潛能調查：震測、地熱及地球化學調查研究 (4/4) 臺灣南部海域沉積物之磁學性質及年代研究。經濟部中央地質調查所報告第 104-11-H 號，共 354 頁。
- 劉家瑄 (2015) 天然氣水合物資源潛能調查：震測、地熱及地球化學調查研究 (4/4) 總論。經濟部中央地質調查所報告，第 104-11 號，共 268 頁。
- Berner, R.A. (1984) Sedimentary pyrite formation. *Am. J. Sci.*, 268, 1-23.
- Best, A. I., Richardson, M.D., Boudreau, B.P., Judd, A.G., Leifer, I., Lyons, A.P., Martens, C.S., Orange, D.L. and Wheeler, S.J. (2006) Shallow seabed methane gas could pose coastal hazard. *EOS Tran. AGU*, 87, 213-217.
- Borowski, W.S., Paull, C.K. and Ussler III, W. (1996) Marine pore-water sulfate profiles indicate in situ methane flux from underlying gas hydrate. *Geology*, 24, 655-658.
- Canfield, D.E. and Berner, R.A. (1987) Dissolution and pyritization of magnetite in anoxic marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 645-659.
- Chen S.-C., Hsu, S.-K., Wang, Y., Chung, S.-H., Chen, P.-C., Tsai, C.-H., Liu, C.-S., Lin, H.-S. and Lee, Y.-W. (2014) Distribution and characters of the mud diapirs and mud volcanoes off southwest Taiwan. *J. Asian Earth Sci.*, 92, 201-214.
- Chi, W.C., Reed, D.L., Liu, C.S. and Lundberg, N. (1998) Distribution of the bottom-simulating reflector in the offshore Taiwan collision zone. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 9, 779-794.
- Chien, C.W., Huang, C.Y., Lee, H.C. and Yang, K.M. (2013) Patterns and sizes of authigenic carbonate formation in the Pliocene foreland in southwestern Taiwan: implications of an ancient methane seep. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 24, 971-984.
- Ching, K.-E., Gourley, J.R., Lee, Y.-H., Hsu, S.-C., Chen, K.-H. and Chen, C.-L. (2015) Rapid deformation rates due to development of diapiric anticline in southwestern Taiwan from geodetic observations. *Tectonophysics*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.07.020>.
- Chiu, J.K., Tseng, W.H. and Liu, C.S. (2006) Distribution of gassy sediments and mud volcanoes offshore southwestern Taiwan. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 17, 703-722.
- Chow, J., Lee, J.S., Sun, R., Liu, C.S. and Lundberg, N. (2000) Characteristics of the bottom simulating reflectors near mud diapirs: offshore southwestern Taiwan. *Geo-Mar. Lett.*, 20, 3-9.
- Chuang, P.C., Yang, T.F., Lin, S., Lee, H.F., Lan, T.F., Hong, W.L., Liu, C.S., Chen, J.C. and Wang, Y. (2006) Extremely high methane concentration in bottom water and cored sediments from offshore southwestern Taiwan. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 17, 903-920.
- Day, R., Fuller, M. and Schmidt, V.A. (1977) Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 13, 260-267.
- Dillon, W.P., Nealon, J.W., Taylor, M.H., Lee, M.W., Drury, R.M. and Anton, C.H. (2001) Seafloor collapse and methane venting associated with gas hydrate on the Blake Ridge: causes and implications to seafloor stability and methane release. *In: Paull, C. K and Dillon, W. P. (eds.)*,

- Natural Gas Hydrates: Occurrence, Distribution, and Detection. Geophysical Monograph, 124, AGU, Wash., D.C., 211-233.
- Garming, J.F.L., Bleil, U. and Riedinger, N. (2005) Alteration of magnetic mineralogy at the sulfate-methane transition: analysis of sediments from the Argentine continental slope. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 151, 290-308.
- Goldhaber, M.B. and Kaplan, I.R. (1974) The sulfur cycle. *In*: Goldberg, E. D. (ed.), *The Sea*, Volume 5: Marine chemistry. Wiley, New York, 569-656.
- Horng, C.S. and Shea, K.S. (1994) Study of nannofossil biostratigraphy in the eastern part of the Erhjen-chi section, southwestern Taiwan. *Spec. Publ. Cent. Geol. Surv.*, 8, 181-204.
- Horng, C.S. and Chen, K.H. (2006) Complicated magnetic mineral assemblages in marine sediments offshore of southwestern Taiwan: possible influence of methane flux on the early diagenetic process. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 17, 1009-1026.
- Horng, C.S., Chen, J.C. and Lee, T.Q. (1992) Variations in magnetic minerals from two Plio-Pleistocene marine-deposited sections, southwestern Taiwan. *J. Geol. Soc. China*, 35, 323-335.
- Horng, C.S., Torii, M., Shea, K.S. and Kao, S.J. (1998) Inconsistent magnetic polarities between greigite- and pyrrhotite/magnetite-bearing marine sediments from the Tsailiao-chi section, southwestern Taiwan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 164, 467-481.
- Housen, B.A. and Musgrave, R.J. (1996) Rock-magnetic signature of gas hydrates in accretionary prism sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 139, 509-519.
- Hyndman, R.D., Foucher, J.P., Yamano, M.Y. and Fisher, A. (1992) Deep sea bottom-simulating reflectors: calibration of the base of the hydrate stability field as used for heat flow estimates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 109, 289-301.
- Jiang, W.T., Horng, C.S., Roberts, A.P. and Peacor, D.R. (2001) Contradictory magnetic polarities in sediments and variable timing of neof ormation of authigenic greigite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 193, 1-12.
- Kennett, J.P., Cannariato, K.G., Hendy, I.L. and Behl, R.J. (2003) Methane Hydrates in Quaternary Climate Change: the Clathrate Gun Hypothesis. *Spec. Publ. Ser.*, 54, AGU, Wash., D.C., 216p.
- Kars, M. and Kodama, K. (2015) Authigenesis of magnetic minerals in gas hydrate-bearing sediments in the Nankai Trough, offshore Japan. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 16, 947-961.
- Kvenvolden, K.A. (1988) Methane hydrates and global climate. *Global Biogeochem. Cycles*, 2, 221-229.
- Kvenvolden, K.A. and Lorenson, T.D. (2001) The global occurrence of natural gas hydrate. *In*: Paull, C. K. and Dillon W. P. (eds.), *Natural Gas Hydrates: Occurrence, Distribution and Detection*. Geophysical Monograph 124, AGU, Wash., D.C., 3-18.
- Larrasoña, J.C., Roberts, A.P., Musgrave, R.J., Gràcia, E., Piñero, E., Vega, M. and Martínez-Ruiz, F. (2007) Diagenetic formation of greigite and pyrrhotite in marine sedimentary systems containing gas hydrates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 261, 350-366.
- Lin, A.T., Liu, C.S., Lin, C.C., Schnürle, P., Chen, G.Y., Liao, W.Z., Teng, L.S., Chuang, H.R. and Wu, M.S. (2008) Tectonic features associated with the overriding of an accretionary wedge on top of a

- rifted continental margin: an example from Taiwan. *Mar. Geol.*, 255, 186-203.
- Lin, S., Hsieh, W.C., Lim, Y.C., Yang, T.F., Liu, C.S. and Wang, Y. (2006) Methane migration and its influence on sulfate reduction in the Good Weather Ridge region, South China Sea continental margin sediments. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 17, 883-902.
- Liu, C.S., Huang, I.L. and Teng, L.S. (1997) Structural features off southwestern Taiwan. *Mar. Geol.*, 137, 305-319.
- Liu, C.S., Schnürle, P., Wang, Y., Chung, S.H., Chen, S.C. and Hsiuan, T.H. (2006) Distribution and characters of gas hydrate offshore of southwestern Taiwan. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 17, 615-644.
- Novosel, I., Spence, G.D. and Hyndman, R.D. (2005) Reduced magnetization produced by increased methane flux at a gas hydrate vent. *Mar. Geol.*, 216, 265-274.
- Reed, D., Lundberg, N., Liu, C.S. and McIntosh, K.D. (1991) Evidence of frontal thrust propagation and fluid migration in an offscraped sedimentary basin sequence offshore Taiwan. *TAICRUST Workshop Proceedings, National Taiwan Univ., Taipei, Taiwan*, 103-106.
- Shipley, T.H., Houston, M.H., Buffler, R.T., Shaub, F.J., McMillen, K.J., Ladd, J.W. and Worzel, J.L. (1979) Seismic reflection evidence for widespread occurrence of possible gas-hydrate horizons on continental slopes and rises. *AAPG Bull.*, 63, 2204-2213.
- Stoll, R.D., Ewing, J. and Bryan, G.M. (1971) Anomalous velocities in sediments containing gas hydrate. *J. Geophys. Res.*, 76, 2090-2094.
- Tucholke, B.F., Bryan, G.M. and Ewing, J.I. (1977) Gas-hydrate horizons detected in seismic-profiler data from the western North Atlantic. *AAPG Bull.*, 61, 698-707.
- Wang, S.W., Gong, S.Y., Mii, H.S. and Dai, C.F. (2006) Cold-seep carbonate hardgrounds as the initial substrata of coral reef development in a siliciclastic paleoenvironment of southwestern Taiwan. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 17, 405-427.
- Wilkin, R.T. and Barnes, H.L. (1996) Pyrite formation by reactions of iron monosulfides with dissolved inorganic and organic sulfur species. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 4167-4179.
- Yang, T.F., Yeh, G.H., Fu, C.C., Wang, C.C., Lan, T.F., Lee, H.F., Chen, C.H., Walia, V. and Sung, Q.C. (2004) Composition and exhalation flux of gases from mud volcanoes in Taiwan. *Environ. Geol.*, 46, 1003-1011.
- Yang, T.F., Chuang, P.C., Lin, S., Chen, J.C., Wang, Y. and Chung, S.H. (2006) Methane venting in gas hydrate potential area offshore of SW Taiwan: evidence of gas analysis of water column samples. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 17, 933-950.



# Rock Magnetic Properties of Sediments in Gas Hydrate-bearing Potential Areas Offshore of Southwestern Taiwan

Chorng-Shern Horng<sup>1</sup>, Kou-Hang Chen<sup>1</sup>, Chun-Hung Lin<sup>1</sup>,  
Chung-Yi Tseng<sup>1</sup>, Yunshuen Wang<sup>2</sup>, Li-Yuan Fei<sup>2</sup>, San-Hsiung Chung<sup>2</sup>,  
Song-Chuen Chen<sup>2</sup>, Po-Chun Chen<sup>2</sup>, Cheng-Yueh Wei<sup>2</sup> and Chin-Chang Wang<sup>2</sup>

## ABSTRACT

Studies of rock magnetism and magnetic mineralogy have been conducted on 120 sediment cores recovered from gas hydrate-bearing potential areas offshore of southwestern Taiwan. The results indicate that intervals in each core may have different magnetic mineral components and rock magnetic properties (susceptibility, Ms, Mr, Hc, Hcr), revealing that they had undergone various extents of reducing processes during early diagenesis in methane anoxic environment. In general, the intervals can be categorized into one of four types: (1) non-reduced, (2) slightly-reduced, (3) moderately-reduced, and (4) intensively-reduced. For the non-reduced interval, magnetic mineral component is dominated by detrital magnetite with normal grain size distribution, and the points of magnetic parameter ratio (Mr/Ms vs. Hcr/Hc) are mostly gathered in the central lower region of the Day plot. For the slightly-reduced intervals, although authigenic magnetic iron sulfides may occasionally form in certain layers, magnetic mineral is still mainly composed of survived magnetite in coarse-grained or fine-grained sizes, and the Day plot points are shifted to the bottom right or upper left regions compared to that of non-reduced sediments. For the moderately-reduced interval, authigenic greigite or pyrrhotite accompanied by pyrite become the dominant magnetic minerals, and the Day plot points are mainly focused on the upper left region. For the intensively-reduced interval, it has a very low concentration of magnetic minerals because

---

1. Institute of Earth Sciences, Academia Sinica

2. Central Geological Survey, MOEA

magnetite, greigite and pyrrhotite have been transformed into non-magnetic pyrite, which results in a rather scattering distribution of the Day plot points. Our results show that moderately- and intensively-reduced sediment intervals usually occur at shallow depths for cores recovered from submarine topographic highs, such as ridges and mud volcanoes, while non-reduced sediment interval can persist down to a deeper depth for cores recovered from topographic lows, like basins and deep-sea plains. This discrepancy resulted from methane flux which is controlled by tectonic structures. Faults and folds not only push sediments upward to form topographic highs but also provide fracture conduits for easier methane migration. Thus, sediments near the ridges and mud volcanoes generally have high methane flux, leading to a more reducing (venting) environment for dissolution of detrital magnetite and formation of magnetic iron sulfides. In contrast, very few conduits are present in basins and deep-sea plains for methane migration, resulting in a less reducing (diffusion) environment and high abundance of survived detrital magnetite. Another factor that controls methane flux is sedimentation processes, particularly through turbidity currents, which greatly affect sediment grain size distribution and porosity. Since methane-related mud volcanoes, cold-seep carbonates, mud diapirs, and greigite also occur in the early Pliocene sedimentary formations onshore of southwestern Taiwan, the activities of methane gas diffusion and venting prevailing in modern marine sediments can be traced back to 5.3 Ma.

**Key words:** rock magnetism, methane gas flux, reducing processes, authigenic iron sulfide minerals