

CLAY MINERALOGY OF THE MIOCENE- PLEISTOCENE SEDIMENTARY ROCKS, NW TAIWAN

AN-HO HUANG¹, ANDREW TIEN-SHUN LIN¹, WEI-TEH JIANG² AND RONG-ZHANG WU³

1. Department of Earth Sciences, National Central University, Jhongli, Taiwan, R.O.C.
2. Department of Earth Sciences, National Cheng Kung University, Tainan, Taiwan, R.O.C.
3. Exploration and Production Business Division, Chinese Petroleum Corporation, Miaoli, Taiwan, R.O.C.

ABSTRACT

We analyzed clay minerals and their relative abundances of Miocene to Pleistocene shales sampled from northwestern Taiwan. Results of vertical changes on clay mineral species and abundances yield information on degree of burial diagenesis as well as possible rock types in sediment source terrains. Samples were collected from two localities. One is from the core materials of KY-1 well, locating on the western coast of the Taoyuan Tableland. A series of 30 samples was collected from the Pleistocene Toukoshan Formation to the Miocene Taliao Formation, ranging from 184 m to 2,602 m in depth. The other locale is from three outcrop sections along the Dahan River, Tzukeng River and Sanshia River, respectively, in the NW foothills. We collected 35 samples from the Pliocene Chinshui Shale to the Miocene Mushan Formation with an estimated maximum burial depth range of 2,547-5,193 m. Results from X-ray powder diffraction analyses on collected samples show that KY-1 samples are rich in expandable clays, such as smectite and mixed-layer illite/smectite. There is no characteristic vertical change for the relative abundances of expandable clays and non-expandable clays (e.g., illite) at the KY-1 well. For the samples from the foothills, the abundance of expandable clays is high in the upper section and decreases when increasing burial depths. In addition, illites are generally high in abundance throughout the composite sections of the foothills with an increase of its abundance at the lower part of the section. It appears that the depth range of 4000-4500 m reveals a downward decrease in expandable clays coupled with an increase on non-expandable clays. We therefore interpret that the above depth range is the depth where smectite to illite transformation occurs.

As illite is abundant for all studied samples and it coexists with large amount of expandable clays in rocks experiencing shallow burial,

1. Tien-Shun Lin, e-mail: andrewl@ncu.edu.tw

we examined the illite crystallinity to better understand its origin. For burial depths deeper than 4,200 m (i.e. for Shiti and older formations in the foothills), illites show lower crystallinity with a Kübler Index of 0.30-0.53 $\Delta^{\circ}20$, indicating a possible diagenetic origin. For burial depths shallower than 4500 m (i.e. for all formations at the KY-1 well and Peiliao and younger formations in the foothills), illites show a higher crystallinity with a Kübler Index of 0.27-0.41 $\Delta^{\circ}20$, indicating that most of the illites are sourced from low-grade metamorphic terrains.

Key words: Diagenesis, Clay minerals, XRD, NW Taiwan

臺灣西北部中新世-更新世沉積岩 黏土礦物研究

黃安和¹、林殿順¹、江威德²、吳榮章³

1. 國立中央大學地球科學系
2. 國立成功大學地球科學系
3. 台灣中油公司探採事業部

摘要

本研究使用X光粉末繞射儀，分析台灣西北部中新統至更新統頁岩之黏土礦物種類與其相對豐度，並探討同一岩層於不同地點、不同埋藏深度所經歷之成岩作用。使用之樣本採自桃園台地的觀音一號井岩心和桃園台地東側之大漢溪、竹坑溪以及三峽溪(以麓山帶稱之)露頭樣本，利用這些樣本進行中新統至更新統之黏土礦物分析。觀音一號井所取之岩心由淺至深為頭嵙山層至大寮層(184-2,602公尺，更新世至中新世)，共計30份樣本；麓山帶從年輕至老之地層為錦水頁岩至木山層(各地層最大埋深估計為2,547-5,193公尺，上新世至中新世)，共計35份樣本。結果顯示觀音一號井樣本之膨脹性黏土礦物(如膨潤石和伊來石/膨潤石混層礦物)含量高。另外，隨埋藏深度增加，膨脹性和非膨脹性黏土礦物(如伊來石)含量無明顯改變。麓山帶樣本中，膨脹性黏土含量於淺部地層含量高，隨埋藏深度增加而減少；伊來石則普遍含量甚豐。同時，4,000-4,500公尺之樣本中，少量之有序混層伊來石/膨潤石出現，顯示此深度可能為膨潤石-伊來石的礦物相轉變帶。於淺部地層樣本中，伊來石含量高且和膨脹性黏土並存。觀音一號井和麓山帶地層中以碎屑性黏土礦物為主，由伊來石結晶度得知此碎屑應屬低度變質帶的移置礦物。若比較觀音一號井和麓山帶相同地層之黏土礦物，麓山帶地層其膨脹性黏土隨深度有明顯減少跡象，推測此乃麓山帶較觀音一號井地層埋藏深度較深導致成岩作用較顯著之結果。

關鍵詞：成岩作用、黏土礦物、X-光粉末繞射、臺灣西北部

1. 林殿順電子郵件信箱：andrewl@ncu.edu.tw

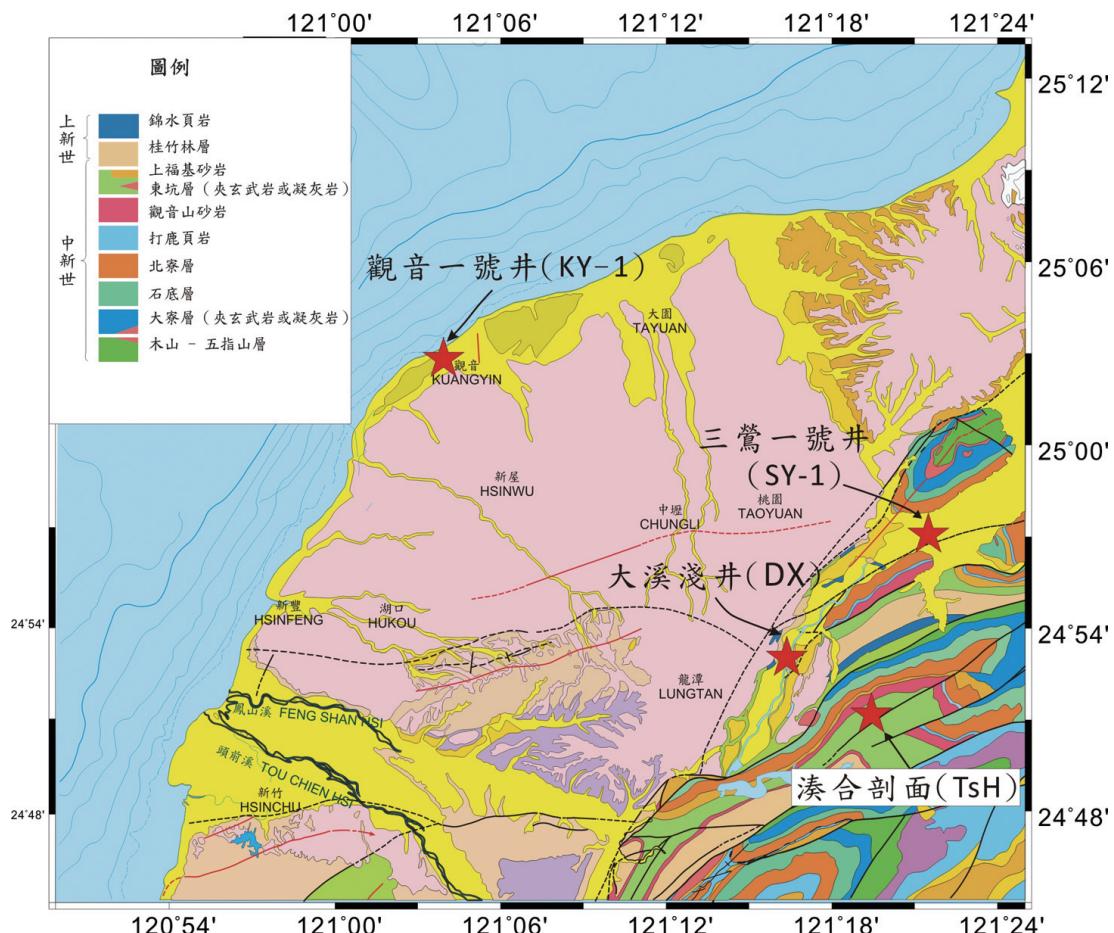
1、緒論

黏土礦物相隨岩石埋藏深度之變化，為矽質沉積岩成岩作用程度的重要指標之一(Foscolos and Kodama, 1974；Chang *et al.*, 1986；Bjørlykke *et al.*, 1986；Lee and Lee, 2001；Uysal and Golding, 2003；Baioumy and Gharaie, 2008)。岩石埋藏淺而成岩作用不顯著時，黏土礦物相反應了沉積物來源區的母岩成分；岩石埋藏較深而導致成岩作用影響顯著時，則原本位於淺層的膨脹性黏土礦物(如膨潤石)將隨深度增加逐漸轉變為穩定的黏土礦物相(如伊來石)。

桃園台地濱海區及西北部麓山帶之地層為新第三紀碎屑沉積岩，此碎屑沉積岩堆積於淺海、濱海至陸相的沉積環境(Chiu, 1967；洪奕星, 1988)。在新第三紀有數次火山活動，分別為公館、尖石和角板山火山活動期，使得中新世地層夾有少許凝灰岩和火成岩體(何春蓀, 1986)。本研究探討此區早期中新世至更新世地層中黏土礦物種類和含量隨深度的垂直變化，並且討論成岩作用對黏土礦物垂直變化之影響。臺灣西北部自晚期中新世以來為一前陸盆地，為西淺東深的楔型盆地(Lin *et al.*, 2003)，也就是同一地層因西、東兩地的埋深不同，使得同地層於西、東兩地的成岩作用也有相當程度的差異。樣本採集自兩區，一為桃園觀音沿海的觀音一號井(KY-1)，另一區樣本採自大漢溪、三峽溪及竹坑溪露頭(本文以麓山帶稱之)。此二區同地層之沉積物沉積時，其黏土礦物成份類似，但因深埋深度不同(觀音一號井埋藏淺、麓山帶地層埋藏較深)，造成礦物含量和礦物相改變，本文即討論此變化與成岩作用之關係。

麓山帶之樣本採集包括大漢溪河床之大溪淺井(DX)、新北市三鶯一號井(SY-1)、新北市成福(CF)剖面和湊合(TsH)剖面(圖一)。樣本之詳細資料列於表一和表二中。觀音一號井樣本取樣深度為184-2,602公尺，共有30份樣本。成福剖面(圖二)和湊合剖面、大溪淺井和三鶯一號井少數樣本在本文中視為同系列樣本，以下以「麓山帶樣本」統稱。根據 Lin and Watts (2002)之研究，南莊層頂部於大溪地區之最大埋深約3,000公尺，由此推得麓山帶樣本之錦水頁岩下部至木山層頂部，其原始最大埋藏深度約為2,600至5,200公尺(表二)。麓山帶樣本共計35份樣本。所有樣本皆有X光粉末繞射之分析結果，用此結果討論黏土礦物豐度隨深度之變化與成岩作用之關係。

X光通過晶體所產生之繞射樣式，將反映其內部晶體構造(Moore and Reynolds,



圖一、研究區域之地質圖和採樣點分布。採樣位置分別有位於桃園之觀音一號井(KY-1)以及麟山帶之大溪淺井(DX)、三鶯一號井(SY-1)以及湊合剖面(TsH)。大溪淺井(井深10公尺)與三鶯一號井(井深300公尺)皆位於大漢溪河床，由工業技術研究院鑽探。底圖引用自中國石油公司(1978)。

Figure 1. Geological map of the study area with sampling locations. Sample locations include KY-1 well, Daxi shallow boreholes, Sanyin-1 well, and Tshouho profile in the foothill region. Daxi shallow borehole (10 m in total depth) and SY-1 (300 m) locate on the Tahan River bed and were drilled by Industrial and Technology Research Institutes. The geological map is from Chinese Petroleum Corporation (1978).

1997)。不同黏土礦物之晶格排列中，以 d_{001} 晶面差異最大，本文中所鑑定之黏土礦物種類和相對豐度即是利用X光粉末繞射實驗所得之繞射峰強度和位置估算而得。黏土礦物分離方法乃參考Kunze and Dixon (1986)之化學方法，去除有機質及碳酸鹽類礦

表一、觀音一號井之黏土礦物相對豐度(以百分比表示)和伊來石結晶度。KY：觀音一號井；SH：頁岩樣本(Shale)；S：膨潤石(Smectite)；I/S：伊來石/膨潤石混層礦物(illite/smectite)；K.I.：克卜勒指數(Kübler Index)，以 $\Delta^{\circ}2\theta$ 單位；FWHM：半高寬。

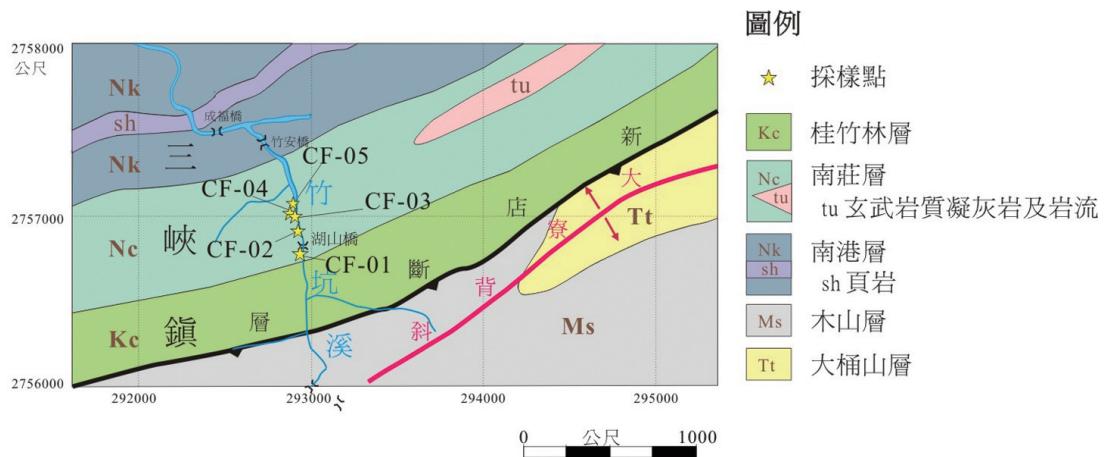
Table 1. Relative abundances in percentage of clay minerals and illite crystallinities for samples of KY-1 well. KY: Kuanyin-1; SH: shale samples; S: smectite; I/S: mixed-layer illite/smectite; K.I.: Kübler Index (in 2 theta); FWHM: Full width at half maximum.

標本編號			黏土礦物(相對豐度%)						K.I. FWHM
	繞射峰位置(以nm表示)	礦物地層	1.7	1.6	1	0.35	0.36		
深度(m)		膨潤石	I/S	S+I/S	伊來石	綠泥石	高嶺石	伊萊石	
KY-1-01-SS	184	頭崁山層	0	0	0	72.7	14.3	13.0	0.29
KY-1-02-SH	253		25.4	0	25.4	36.3	21.6	16.7	0.29
KY-1-03-SH	353		7.8	2.3	10.1	42.1	27.2	20.7	0.31
KY-1-04-SH	426		7.5	2.6	10.2	45.3	31.5	13.0	0.34
KY-1-05-SH	504		2.9	0	2.9	45.3	33.5	18.4	0.28
KY-1-06-SH	554		3.2	0	3.2	50.8	25.1	20.9	0.32
KY-1-07-SH	602		3.5	0	3.5	42.4	28.7	25.3	0.34
KY-1-08-SS	640		9.53	3.72	13.24	52.03	24.83	9.9	0.22
KY-1-09-SH	703		6.8	1.8	8.6	47.2	28.1	16.1	0.35
KY-1-10-SH	752		17.3	1.9	19.2	42.4	23.5	14.9	0.39
KY-1-11-SH	802		14.4	2.9	17.3	48.2	21.0	13.5	0.30
KY-1-12-SH	852		6.6	1	7.6	45.6	23.2	23.5	0.35
KY-1-13-SH	901		6.2	0.5	6.7	47.7	28.3	17.3	0.40
KY-1-14-SH	952		5.2	3.8	9.0	56.2	20.3	14.5	0.30
KY-1-15-SH	1002		12.2	0	12.2	47.9	24.8	15.1	0.36
KY-1-16-SH	1019		7.7	0	7.7	87.3	3.0	2.0	0.26
KY-1-17-SH	1052	錦水頁岩	7.6	0	7.6	48.6	20.9	22.9	0.26
KY-1-18-SH	1102		4.3	2.0	6.4	52.2	23.1	18.3	0.26
KY-1-19-SS	1134		100	0	100	0	0	0	None
KY-1-20-SH	1442	南莊層	5.6	0	5.6	26.3	0	68.2	0.32
KY-1-21-SH	1499		11.2	0	11.2	35.8	0	53.0	0.31
KY-1-22-SH	1521		11.1	3.4	14.5	36.3	8.0	41.2	0.31
KY-1-23-SH	1772	南港層	7.7	2.5	10.3	48.4	14.4	27.3	0.39
KY-1-24-SH	1820		18.2	4.1	22.3	42.9	10.8	24.0	0.34
KY-1-25-SH	1866		40.5	9.1	49.6	17.6	0	32.8	0.26
KY-1-26-SH	1944		6.7	4.1	10.8	44.7	20.8	23.6	0.28
KY-1-27-SH	2007		6.7	0	6.7	50.1	15.7	27.5	0.36
KY-1-28-SS	2054		0	0	0	51.17	23.1	25.73	0.24
KY-1-29-SS	2119		0	0	0	100	0	0	0.14
KY-1-30-SH	2170	石底層	2.1	4.1	6.2	30.7	16.1	47.0	0.41
KY-1-31-SH	2203		3.4	2.3	5.7	25.9	13.5	55.0	0.36
KY-1-32-SH	2255		0.2	0.2	0.4	26.1	5.8	67.7	0.27
KY-1-33-SH	2301		1.7	1.3	3.0	51.1	14.1	31.8	0.33
KY-1-34-SH	2381	大寮層	2.8	2.1	4.9	32.8	20.7	41.6	0.35
KY-1-35-SH	2602		7.3	1.4	8.7	63.0	20.9	7.5	0.35

表二、麓山帶地區之黏土礦物相對豐度(以百分比表示)和伊來石結晶度。DX：大溪淺井；
 SY：三鶯一號井；CF：成福剖面；TsH：湊合剖面；其它英文字號見表一。

Table 2. Relative abundances in percentage of clay minerals and illite crystallinities for samples from the foothill region. DX: Daxi shallow boreholes; SY: Sanyin-1 well; CF: Chengfu profile; TsH: Tsouho profile; Other code names are listed in Table 1.

標本編號	繞射峰位置(以nm表示) 深度(m)	礦物%	黏土礦物(相對豐度%)					K.I. FWHM	
			1.7	1.6	1	0.35	0.36		
			膨潤石	I/S	S+I/S	伊來石	綠泥石	高嶺石	伊萊石
DX-01-SH	2547	錦水頁岩	2.2	1.3	3.4	49.8	21.5	25.2	0.28
DX-02-SH	2672		17.7	1.7	19.5	45.7	19.4	15.4	0.27
SY-01-SH	2981		3.7	0.7	4.4	58.4	36.3	0.9	0.29
SY-02-SH	3030		13.2	2.6	15.9	52.9	27.3	3.9	0.41
SY-03-SH	3040		6.8	2.5	9.3	45.8	35.5	9.4	0.37
SY-04-SH	3042		8.6	2.2	10.8	20.0	0	69.3	0.28
SY-05-SH	3047		10.4	2.3	12.6	52.6	20.6	14.2	0.34
SY-06-SH	3059		4.6	1.3	5.9	46.6	47.5	0	0.37
CF-01-SH	3071		9.5	1.8	11.3	56.0	19.6	13.1	0.33
SY-07-SH	3109		6.7	3.9	10.5	51.2	18.1	20.2	0.39
CF-02-SH	3218		7.4	2.5	9.9	48.4	15.6	26.1	0.41
CF-03-SH	3273		5.0	3.0	8.0	47.3	10.8	33.9	0.36
CF-04-SH	3350		8.4	3.3	11.7	53.9	16.2	18.2	0.37
TSH-01-SH	3674	南莊層	5.3	2.8	8.1	42.1	24.0	25.9	0.33
TSH-01-SS	3674		3.1	4.9	8.0	31.6	18.3	42.1	0.34
TSH-02-SH	3675		4.1	2.6	6.7	50.8	24.7	17.9	0.35
TSH-03-SH	3696		4.8	3.2	8.0	40.0	21.4	30.7	0.37
TSH-04-SH	3714		2.5	3.0	5.5	46.1	30.4	18.0	0.36
TSH-05-SH	3715		3.0	4.0	7.0	80.0	8.2	4.8	0.38
TSH-06-SH	3744		1.5	2.2	3.7	50.6	39.7	6.0	0.41
TSH-07-SH	3745		6.3	2.9	9.3	41.7	26.0	23.1	0.29
TSH-07-SS	3745		1.5	1.5	3.0	50.2	19.8	27.0	0.31
TSH-09-SH	4040		1.2	2.8	4.1	52.8	26.7	16.5	0.31
TSH-10-SH	4049	打鹿頁岩	0.6	1.9	2.6	53.1	28.7	15.5	0.31
TSH-11-SH	4192		0.5	2.3	2.8	42.5	39.5	15.3	0.36
TSH-12-SH	4208		0	1.9	1.9	47.1	31.1	19.9	0.40
TSH-12-SS	4208		0.5	1.0	1.5	26.5	9.9	62.1	0.33
TSH-16-SH	4278		0	1.3	1.3	48.5	12.2	38.0	0.52
TSH-18-SH	4349	石底層	0	1.6	1.6	49.7	13.2	35.6	0.39
TSH-19-SH	4370		0	2.9	2.9	48.5	18.6	30.1	0.37
TSH-19-SS	4370		0	1.9	1.9	51.0	29.6	16.5	0.30
TSH-24-SH	4561		0	2.5	2.5	65.2	21.2	11.1	0.41
TSH-26-SH	4605		0	2.5	2.5	70.1	23.7	3.7	0.37
TSH-27-SH	4607		0	1.4	1.4	63.8	13.9	20.9	0.38
TSH-27-SS	4607		0	0.5	0.5	49.0	8.8	41.6	0.28
TSH-28-SH	4615		0	2.4	2.6	58.0	30.2	9.4	0.37
TSH-30-SH	4911	大寮層	0	2.3	2.3	63.5	28.2	6.0	0.40
TSH-32-SH	4943		0	1.9	1.9	66.5	22.9	8.6	0.43
TSH-33-SH	5037		0.7	4.1	4.8	61.1	0	34.1	0.53
TSH-34-SH	5193	木山層	0	1.2	1.2	80.4	0	18.4	0.40
TSH-34-SS	5193		0	0	0	30.3	60.3	9.4	0.47



圖二、成福剖面(CF)採樣位置圖，成福剖面位於新北市三峽區成福地區。CF01-CF05皆採自南莊層。底圖引用自五萬分之一區域地質圖，桃園圖幅(胡剛與毛爾威, 1996)。

Figure 2. Sample locations along the Chengfu profile, located at the Chengfu region, Sanxia, New Taipei City. Samples of CF01-CF05 are all from the Nanchuan Formation. Regional geological map is from 1/50000 Taoyuan map.

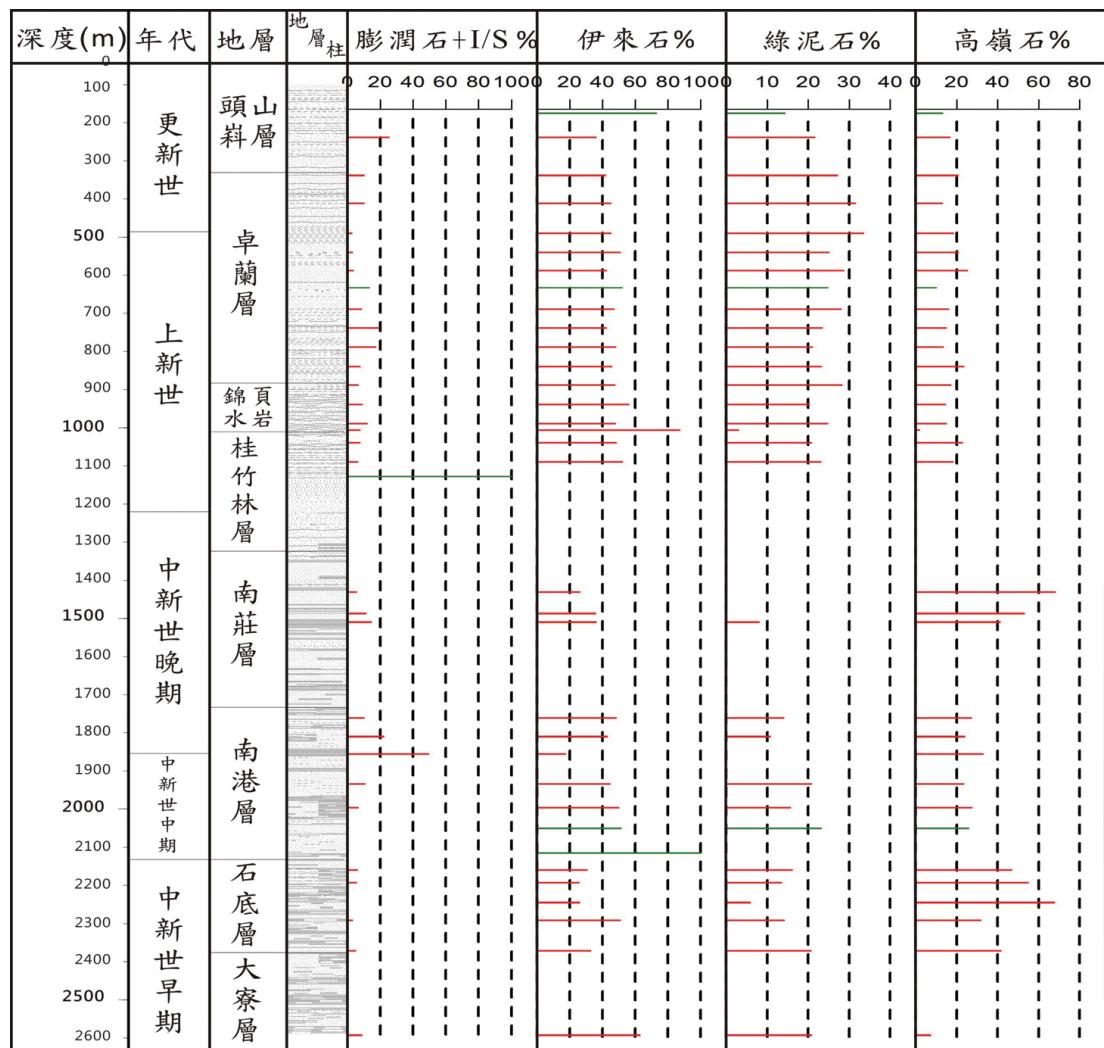
物。除自然風乾順向試片外，另製備乙烯乙二醇飽和試片，以推求更為準確的膨脹性黏土含量。上述之自然風乾順向試片和乙烯乙二醇飽和試片，分別經過X光繞射實驗，取得X光繞射圖譜。

繞射實驗之儀器使用成功大學地球科學系Rigaku 4056A2 B2701 X-光繞射儀。實驗條件採30 kV電壓、20 mA電流、鎳濾波片、1°分散狹縫、0.1°接收狹縫、1°反散射狹縫、每分鐘 $1^{\circ}2\theta$ 掃瞄速度及 $0.01^{\circ}2\theta$ 進間距。以Cu K α X光光源取得 2 至 $35^{\circ}2\theta$ 範圍之繞射圖。X光粉末繞射圖譜依Moore and Reynolds (1997)的黏土礦物繞射峰鑑定之，半定量分析剛參考Biscaye (1965)和Johns *et al.* (1954)，進行黏土礦物繞射峰的積分計算。另外，綠泥石和高嶺石繞射峰採用Chen (1973)的方法，將此二礦物重疊之繞射峰區分開來。

2、結 果

觀音一號井中，由於地層埋藏較淺(184至2,602公尺)，受到的深埋成岩作用影響

較小，因此膨脹性黏土的含量多，而隨深度增加其含量無系統性變化(圖三)。頁岩樣本中膨脹性黏土含量最高者達約50%，為南港層樣本；伊來石含量自17.6至87.3%，普遍含量高。但由於埋藏深度不深，膨脹性黏土隨埋深增加亦無明顯減少，推測此區之伊來石多為碎屑性來源；綠泥石含量分布，平均變化幅度小，約為5.8至31.5%；高嶺



圖三、觀音一號井之黏土礦物含量、埋藏深度和地層之關係。紅線代表頁岩樣本；綠線代表砂岩樣本；I/S代表伊來石/膨潤石混層礦物。

Figure 3. Relationships between relative abundances of clay minerals, burial depths and strata in KY-1 well. Red lines: shale samples; green lines: sandstone samples; I/S: mixed-layer illite/smectite.

石含量約為7.5至68.2%，且南莊層以下的地層中，高嶺石含量明顯較多。整體而言，隨埋藏深度增加，觀音一號井樣本中各黏土礦物含量無明顯改變。伊來石結晶度與埋藏深度和地層之關係如表一與圖五，結晶度以K.I.表示(Kübler and Jaboyedoff, 2000)，範圍約自0.22至0.41 $\Delta^2\theta$ 。

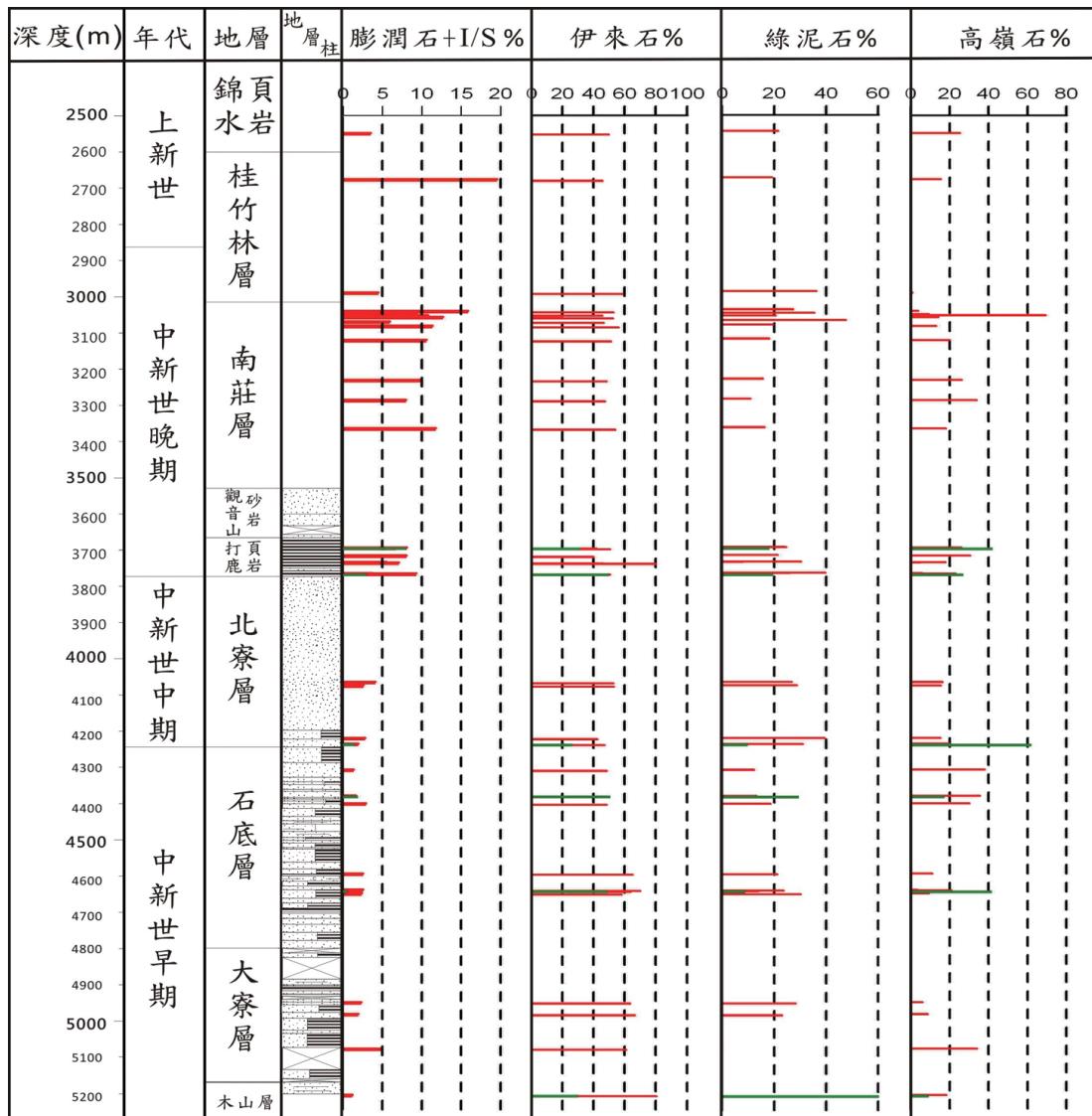
麓山帶的膨脹性黏土整體含量相對較低，且隨埋藏深度增加(2,547至5,193 m)，其含量明顯減少，且淺部相對富含膨潤石(圖四)。另外，從小於2 μm 粒徑之X光繞射圖譜，可知幾乎所有麓山帶樣本皆含有I/S(伊來石/膨潤石混層礦物)，並且自約4000公尺以下之樣本含少量有序混層之I/S。此變化明顯受埋深增加的成岩作用所影響。麓山帶樣本中，綠泥石含量較觀音一號井樣本含量高，於木山層樣本則有高達60%的含量；於大寮層、石底層等層，綠泥石含量則分布平均，介於8.8至30.2%。麓山帶樣本，高嶺石含量於各地層中分佈零散，於南莊層頂之樣本含量最高(70%)，其餘樣本中則約有6至62.1%的含量。綠泥石和高嶺石變化幅度隨埋藏深度無顯著改變。

麓山帶和觀音一號井之伊來石含量相差不大，由於此二區地層中新世沉積物母岩區多為酸性火成岩(Chou, 1970；莊恭周, 1981)，即屬於有利伊來石生成之環境，因此除了次生伊來石之外，大部分伊來石屬移置性礦物，造成本區之伊來石於淺至深層皆有豐富含量(圖四)。伊來石結晶度範圍約自0.27至0.53 $\Delta^2\theta$ (圖五)，有些微變化之趨勢。此趨勢為地層越淺(年輕)，伊來石結晶度愈高。因此，麓山帶樣本中，伊來石結晶度較低的岩層為深部的石底層、大寮層及木山層。

3、討 論

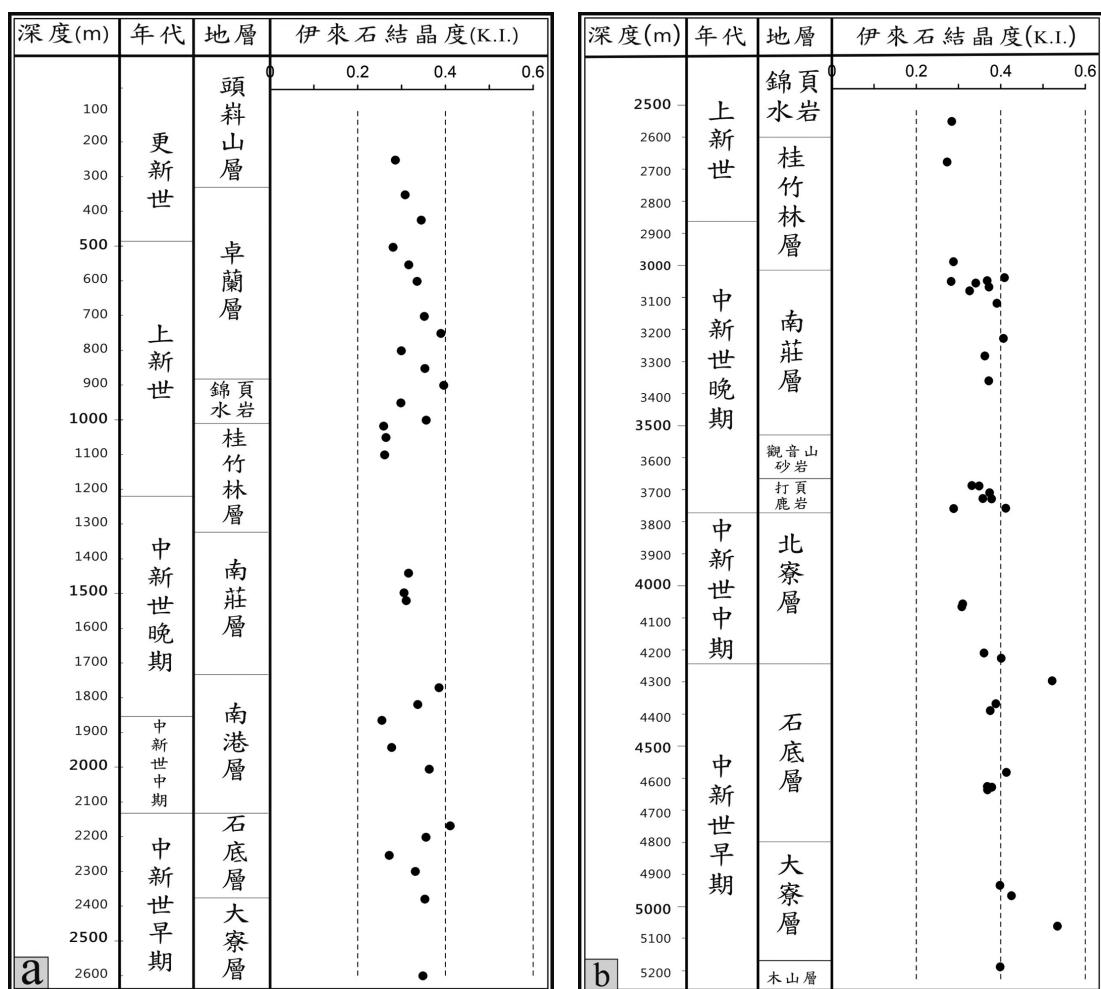
沉積岩中自生性黏土礦物來源除成岩作用外，其成分還受沉積環境條件影響而改變。另外，沉積岩中移置性黏土礦物成分則主要受母岩性質影響(趙杏媛與張有瑜, 1990；Velde, 1995；Meunier, 2005)。

因沉積環境條件不同而造成含量明顯變化的黏土礦物成分有高嶺石與綠泥石。高嶺石一般形成於氣候潮濕且排水良好之環境，尤其是在淋溶作用旺盛、降雨量高的熱帶或亞熱帶土壤，如氾濫平原(Pe-Piper *et al.*, 2005)。另外，火山灰及長石易蝕變成高嶺石；綠泥石則多因火成岩遭受輕度的熱水換質作用，或泥質物受到低度變質而產生(莊恭周, 1981)。若地層中富含有鐵、鎂離子，則在成土作用中易受蝕變轉為綠泥石。



圖四、麓山帶樣本之黏土礦物含量、估計最大埋藏深度和地層之關係。紅線代表頁岩樣本；綠線代表砂岩樣本。I/S: 伊來石/膨潤石混晶礦物。

Figure 4. Relationships between relative abundances of clay minerals, estimated maximum burial depths and strata in the foothill region. Red lines: shale samples; green lines: sandstone samples; I/S: mixed-layer illite/smectite.



圖五、觀音一號井(a)與麓山帶(b)樣本之伊來石結晶度(Kubler Index)、埋藏深度與地層之關係。

Figure 5. Distributions of illite crystallinities with relation to burial depth and strata for KY-1 (left) and in the foothill region. Black circles: shale samples; gray circles: sandstone samples.

(Pearson and Small, 1988)。在氣候乾燥和寒冷的情況下，綠泥石具有較穩定的狀態，另外快速的抬升、侵蝕及埋藏亦能讓綠泥石保存下來(Hower *et al.*, 1976)。綠泥石與高嶺石含量之趨勢比較如圖七，大致呈現負相關之變化。由於綠泥石含量高可顯示較為海相的沉積環境。高嶺石含量高則代表可能較接近陸相之沉積環境(如：南莊層)，大略反應麓山帶各地層之古沉積環境。麓山帶之桂竹林層、北寮砂岩、石底層中部至

大寮層中下部為綠泥石含量高過高嶺石之岩層，顯示這些地層的沉積環境可能屬於海相，且經快速堆積得以保存綠泥石。

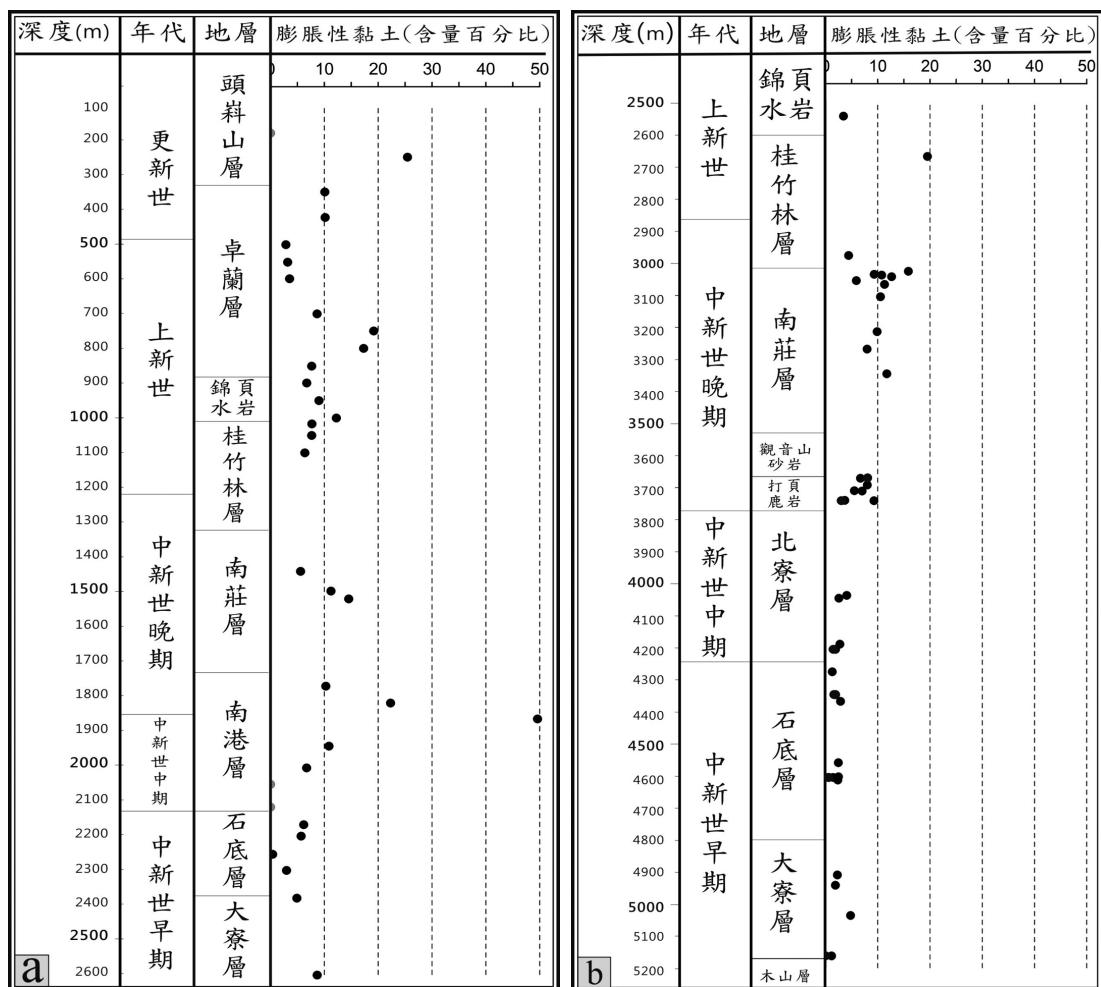
隨埋藏深度變深，膨脹性黏土所受的深埋作用亦增加，膨潤石會吸附鉀離子而形成混層礦物(伊來石/膨潤石；I/S)。當埋深增加，混層礦物中伊來石與膨潤石之排列將趨向有序且穩定、伊來石之比例亦明顯增加。此過程被視為成岩作用之指標(Lynch *et al.*, 1997；Bjørlykke, 1998)。麓山帶地層中，自4,500公尺以下，膨脹性黏土含量明顯隨埋藏深度減少、且開始出現少量有序性之伊來石/膨潤石混層礦物。因此，推測麓山帶地層於4,500公尺附近，可能為膨潤石至伊來石之礦物相轉變帶。

觀音一號井及麓山帶之淺部地層中，伊來石與膨脹性黏土含量皆高，且與埋藏深度無明顯相關(圖六)。從伊來石結晶度隨深度之變化可知，觀音一號井中伊來石結晶度與麓山帶淺部(4,500公尺以上)相似，約為0.22至0.52° 2θ (K.I.)，且分佈平均。此結晶度範圍屬近變質帶至成岩帶(陳肇夏與王京新，1995)。由於觀音一號井樣本之埋深程度不高(184至2,602公尺)，推測此區之伊來石可能保有較高結晶度之母岩特性，受母岩區來源之影響，以搬運而來的碎屑性礦物為主。麓山帶樣本中，北寮層以上之樣本，其伊來石結晶度分佈與觀音一號井相差甚小；北寮層以下之樣本其伊來石結晶度則有些微變差現象。相似的伊來石結晶度與埋藏深度的變化趨勢於麓山帶其他地區亦有類似報導(Hsueh and Williams, 1985；Manius *et al.*, 1985)，此乃由於研究之樣本其中新生代沉積物主要來自中國大陸低度變質岩區，且隨著臺灣造山帶於上新世-更新世快速隆起，沉積物來源區於上新-更新世轉變為以臺灣造山帶中變質度較前者高的岩層(陳文山等人, 2000)。由於經過短距離的搬運、堆積，導致伊來石未受嚴重風化、破壞其結晶度而保存下來，造成伊來石結晶度與埋藏深度相反的趨勢。

本研究結果顯示，麓山帶樣本中黏土礦物含量與埋藏深度相關。由黏土礦物含量之趨勢可推得伊來石含量除了從膨脹性黏土中離子的溶蝕和沉澱(Nadeau *et al.*, 1985)而得之外，從伊來石與高嶺石含量趨勢可推測或許部分伊來石生成與高嶺石之短暫性減少有關(圖七)。

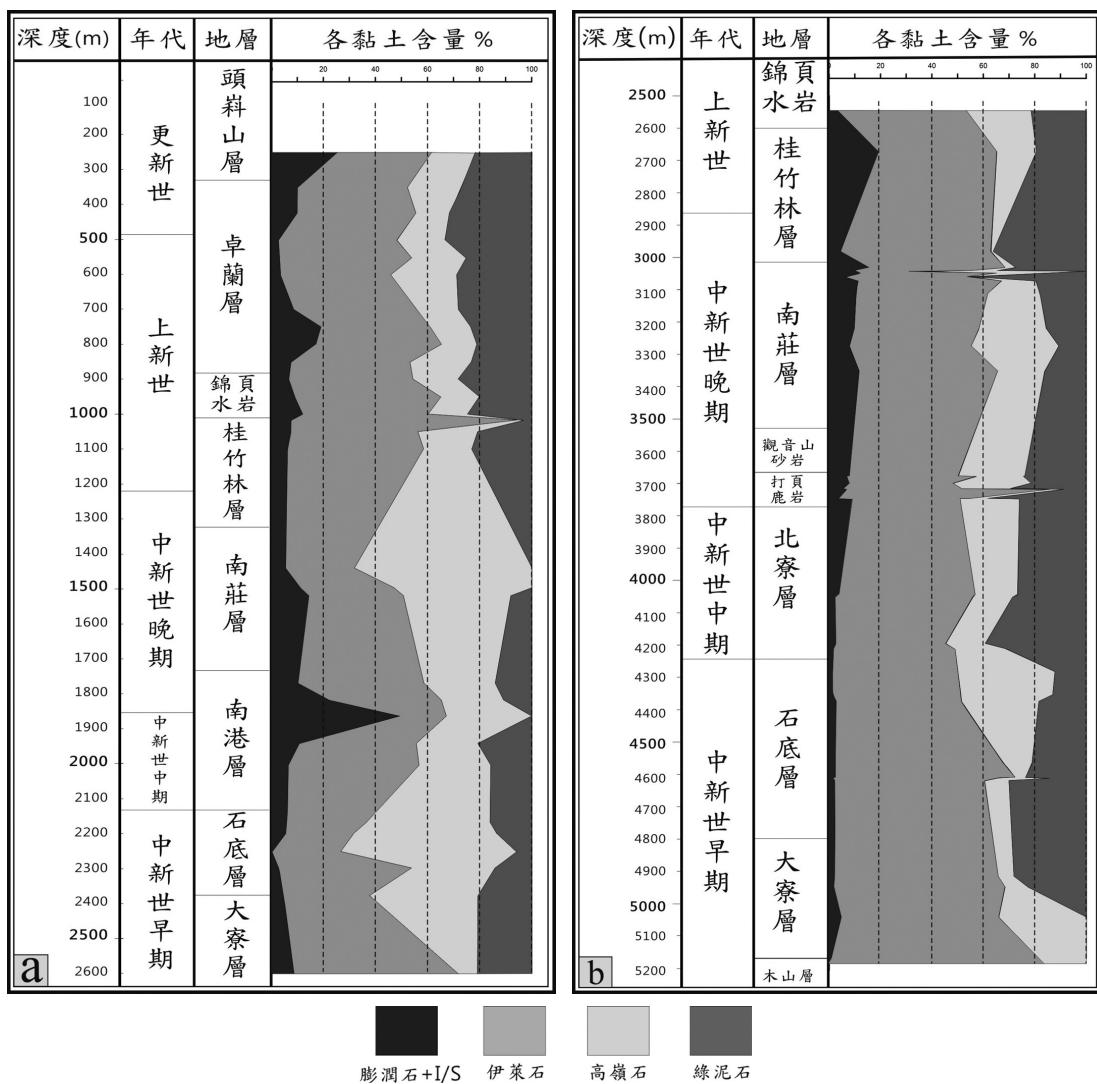
4、結論

本研究利用臺灣西北部桃園台地及麓山帶，屬於相同地層(頭嵙山層至木山層)，但



圖六、觀音一號井(a)與麓山帶地層(b)膨脹性黏土(膨潤石+I/S)含量、埋藏深度與地層之關係。
 Figure 6. Expandable clay mineral (i.e. smectite and I/S) contents with relation to burial depths and strata for KY-1 samples (left) and in the foothill region. Black circles: shale samples; gray circles: sandstone samples.

經歷不同深埋程度的樣本，由X光粉末繞射實驗分析樣本中黏土礦物種類與相對豐度，並探討成岩作用所造成之黏土礦物相改變。黏土礦物中膨脹性黏土於觀音一號井(頭料山層至大寮層)頁岩樣本之相對豐度為1.7至40.5%，伊來石相對豐度為17.6至87.3%，綠泥石最高達33.5%，高嶺石最高達68.2%；伊來石結晶度於觀音一號井之分布顯得零散，其範圍自0.22至0.41°2θ (K.I.)，屬於近變質帶。由於觀音一號井埋深淺，推論此區之伊



圖七、觀音一號井(a)與麓山帶地層(b)中，膨脹性黏土(膨潤石+I/S)、伊來石、高嶺石與綠泥石相對含量與埋藏深度之關係。

Figure 7. Contents of expandable clay minerals (i.e. smectite and I/S), illite, kaolinite and chlorite with relation to burial depths for samples from KY-1 (left) and the foothill region (right).

來石以碎屑性沉積物來源為主，導致伊來石含量高且分佈零亂，結晶度亦無明顯趨勢。麓山帶(錦水頁岩至木山層)頁岩樣本膨脹性黏土之相對豐度為1.2至19.5%，且隨埋深增加而減少，而於觀音一號井之膨脹性黏土含量則是隨機分布，伊來石之相對豐度為20.0至80.4%，綠泥石最高達47.5%，高嶺石最高則達69.3%。麓山帶地層中，最大埋藏深度

超過4,200公尺(即石底層以下)之頁岩樣本中，伊來石結晶度範圍為0.3至 $0.53^{\circ}2\theta$ (K.I.)，此結晶度範圍為成岩作用帶，亦顯示此部分之伊來石主要經由成岩作用生成。埋藏淺於4,500公尺(即觀音一號井地層與麓山帶北寮層以上之地層)，伊來石結晶度範圍為0.27至 $0.41^{\circ}2\theta$ (K.I.)，顯示此部分之伊來石來自淺變質帶。

將觀音一號井與麓山帶之黏土礦物繞射分析結果整理如表三，由膨脹性黏土含量與埋藏深度之關係以及混層伊來石/膨潤石由無序轉為有序排列，可推論麓山帶岩石受成岩作用影響較顯著，即隨埋藏深度增加有明顯之礦物組成變化。由於麓山帶之埋藏深度難以形成伊來石，因此麓山帶下部(石底層以下)之伊來石可能蝕變為富含伊來石之混層伊來石／膨潤石，此結果可能使深部地層(如大寮層、木山層)之伊來石結晶度劣化。若要進一步探討成岩作用影響所導致化學成份改變，則須仰賴微礦物結構之研究，以釐清部份礦物溶蝕與蝕變，造成黏土礦物相變化之現象。

表三、觀音一號井與麓山帶黏土礦物繞射分析結果比較。

Table 3. A comparison of the clay-mineral analytical results from samples of KY-1 and the foothill region.

	觀音一號井	麓山帶
埋藏深度範圍	184-2,602公尺	2,547-5,193公尺
膨脹性黏土含量	1.4-49.6%	1.2-19.5%
膨脹性黏土含量與埋藏深度之關係	分布平均、無顯著隨深度之變化	隨埋藏深度增加而含量減少
混層伊來石/膨潤石晶格排列	皆為無序混層	約深於4,000公尺之深度，開始由無序轉為有序混層
伊來石結晶度	$0.22-0.41^{\circ}2\theta$	$0.27-0.53^{\circ}2\theta$
伊來石結晶度與埋藏深度之關係	分布平均、無顯著變化	深部地層中少數樣本之伊來石結晶度較低

誌謝

數份樣本採自三鶯一號井及大溪淺井岩心，由工業技術研究院綠能與環境研究所鑽探並提供樣本。感謝中央大學盆地實驗室江紹平、俞舜文、潘遵友協助野外採樣工作；感謝成功大學微奈米礦物實驗室徐達偉、李秀芳、陳君榮、洪國騰、李柏澍於實驗進行和資料分析上給予諸多寶貴建議。

感謝匿名審稿者的寶貴意見，使得文章內容更加充實。

本研究由國科會計畫NSC98-3114-E-008-003及NSC100-3113-E-008-002補助。

參考文獻

- 中國石油公司 (1978) 十萬分之一地質圖幅第二幅：桃園-新竹。中國石油股份有限公司台灣油礦探勘總處。
- 何春蓀 (1986) 台灣地質概論：台灣地質圖說明書。經濟部中央地質調查所，共169頁。
- 洪奕星 (1988) 台灣西北部麓山帶中新統至下部上新統岩相和生痕化石相分析以及沉積環境。國立台灣大學地質學研究所博士論文，共114頁。
- 胡剛與毛爾威 (1996) 桃園及圖幅說明書。五萬分之一台灣地質圖圖幅，第8號。經濟部中央地質調查所，共39頁。
- 莊恭周 (1981) 台灣北港地區井下之粘土礦物研究。探採研究彙報，第4期，第113-125頁。
- 陳文山、鄂中信、陳勉銘、楊志成、張益生、劉聰桂、洪崇勝、謝凱旋、葉明官、吳榮章、柯炯德、林清正與黃能偉 (2000) 上-更新世台灣西部前陸盆地的演化：沉積層序與沉積物組成的研究。經濟部中央地質調查所彙刊，第13號，第137-156頁。
- 陳肇夏與王京新 (1995) 台灣變質相圖說明書，第二版。經濟部中央地質調查所特刊，第2號。經濟部中央地質調查所，共51頁。
- 趙杏媛與張有瑜 (1990) 黏土礦物與黏土礦物分析。海洋出版社，北京。共341頁。
- Baioumy, H.M. and Charaie, M.H.M. (2008) Characterization and origin of late Devonian illitic clay deposits southwestern Iran: *Applied Clay Science*, vol. 42, p. 318-325.
- Biscaye, P.E. (1965) Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans: *Geological Society of America Bulletin*, vol. 76, p. 803-862.
- Bjørlykke, K. (1998) Clay mineral diagenesis in sedimentary basins — a key to the prediction of rock properties. Examples from the North Sea Basin: *Clay Minerals*, vol.

33, p. 15-34.

Bjørlykke, K., Aagaard, P., Dypvik, H., Hastings, D.S. and Harper, A.S. (1986) Diagenesis and reservoir properties of Jurassic sandstones from the Haltenbanken area, offshore Mid-Norway. In *Habitat of Hydrocarbons on the Norwegian Continental Shelf* (Edited by Spencer, A.M.). p. 275-286. Graham and Trotman, London.

Chang, H.K., Mackenzie, F.T. and Schoonmaker, J. (1986) Comparisons between the diagenesis of dioctahedral and trioctahedral smectite, Brazilian offshore basins: *Clays and Clay Minerals*, vol. 34, p. 407-423.

Chen, P.Y. (1973) Clay minerals distribution in the sea-bottom sediments neighbouring Taiwan island and northern South China Sea: *Science Reports of the National Taiwan University ACTA Oceanographica Taiwanica*, vol. 3, p. 25-64.

Chiu, H.T. (1967) Stratigraphic correlation of the subsurface formations in northwestern Taiwan: *Petroleum Geology of Taiwan*, vol. 11, p. 197-210.

Chou, J.T. (1970) A stratigraphic and sedimentary analysis of the Miocene in Northern Taiwan: *Petroleum Geology of Taiwan*, vol. 7, p. 145-189.

Foscolos, A.E., and Kodama, H. (1974) Diagenesis of clay minerals from lower Cretaceous Shales of North Eastern British Columbia: *Clays and Clay Minerals*, vol. 22, p. 319-335.

Hower, J., Eslinger, E.V., Hower, M.E. and Perry, E.A. (1976) Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidence: *Geological Society of America Bulletin*, vol. 24, p. 242-251.

Hsueh, C.M. and William, D.J. (1985) Diagenesis of organic materials and clay in the Neogene sediments of western Taiwan: *Petroleum Geology of Taiwan*, vol. 21, p. 129-171.

Johns, W.D., Grim, R.E. and Bradley, W.F. (1954) Quantitative estimations of clay minerals by diffraction methods: *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 24, p. 242-251.

Kübler, B. and Jaboyedoff, M. (2000) Illite crystallinity: *Earth and Planetary Sciences*, 331, 75-89.

- Kunze, G.W. and Dixon, J.B. (1986) Pretreatment for mineralogical analysis. In Methods of Soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods, 2nd Edition. Soil Science Society of America Book Series (No. 5) (Edited by Klute, A.), p. 91-100. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, USA.
- Lee, J.I. and Lee, Y.I. (2001) Kübler illite “Crystallinity” index of the Cretaceous Gyeongsang basin, Korea: Implications for basin evolution: *Clays and Clay Minerals*, vol. 49, p. 36-43.
- Lin, A.T. and Watts, A.B. (2002) Origin of the West Taiwan Basin by orogenic loading and flexure of a rifted continental margin: *Journal of Geophysical Research*, vol. 107, no. B9, 2185.
- Lin, A.T., Watts, A.B., and Hesselbo, S.P. (2003) Cenozoic stratigraphy and subsidence history of the South China Sea margin in the Taiwan region: *Basin Research*, vol. 15, p. 453-478.
- Lynch, F.L. (1997) Frio shale mineralogy and the stoichiometry of the smectite-to-illite reaction: The most important reaction in clastic sedimentary diagenesis: *Clays and clay minerals*, vol. 45, p. 618-631.
- Manius, W.G., Covey, M. and Stallard, R. (1985) The effects of provenance and diagenesis on clay content and crystallinity in Miocene through Pleistocene deposits, southwestern Taiwan: *Petroleum Geology of Taiwan*, vol. 21, p. 173-185.
- Meunier, A. (2005) Clays. Springer-Verlag, Berlin, 472 p.
- Moore, D.M. and Reynolds, R.C., Jr. (1997) X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals, 2nd Edition. Oxford University Press, New York, 378 p.
- Nadeau, P.H., Wilson, M.J., McHardy, W.J. and Tait, J.M. (1985) The conversion of smectite to illite during diagenesis: Evidence from some illitic clays from bentonites and sandstones: *Mineralogical Magazine*, vol. 49, p. 393-400.
- Pearson, M.J. and Small, J.S. (1988) Illite-smectite diagenesis and paleotemperatures in northern North-Sea Quaternary to Mesozoic shale sequences: *Clay Minerals*, vol. 23, p. 109-132.

- Pe-Piper, G., Dolansky, L. and Piper, D.J.W. (2005) Sedimentary environment and diagenesis of the lower Cretaceous Chaswood Formation, southeastern Canada: The origin of the kaolin-rich mudstones: *Sedimentary Geology*, vol. 178, p. 75-97.
- Uysal, I.T. and Golding, S.D. (2003) Rare earth element fractionation in authigenic illite-smectite from Late Permian clastic rocks, Bowen Basin, Australia: Implications for physico-chemical environments of fluids during illitization: *Chemical Geology*, vol. 193, p. 167-179.
- Velde, B. (1995) Origin and Mineralogy of Clays: Clays and the Environment, Hardcover. Springer-Verlag, Berlin, 334 pp.