

中華民國第 52 屆中小學科學展覽會
作品說明書

國中組 地球科學科

第二名

030506

利用沉積岩開啟大高雄旗美地區的地質秘密

學校名稱：高雄市立旗山國民中學

作者： 國二 林曼筠 國二 宋惟甄	指導老師： 周飛宏 林吉村
-------------------------	---------------------

關鍵詞：沉積岩、地質、旗美地區

作品名稱

利用沉積岩開啓大高雄旗美地區的地質秘密

摘要

利用野外實測我們發現旗尾山的位態為 $N45^{\circ}E45^{\circ}E$ 而龍肚山為 $N20^{\circ}E75^{\circ}W$ ，且兩者同屬糖恩山砂岩層。據此推測兩座山脈是受旗尾山西側旗山斷層影響所造成的向斜構造，因而造成兩者隔著美濃平原相望。

透過室內模擬實驗發現泥的沉降和壓密過程可分成三個階段，初期泥漿水的濃度越大，沉降的速率越快；當濃度逐漸下降後，泥的沉降速率會趨近於一個穩定的值約為 0.2 cm/小時 ，最後當水中不再含有泥的懸浮顆粒時，泥受自身重力影響，開始以約 $0.05\sim 0.1\text{ cm/小時}$ 速率產生壓密作用，顯示我們在野外看到的泥岩是經過長時間緩慢沉降和壓密的結果。

在嶺口地區野外礫岩層中礫石的分布情形，與我們水流模擬的結果極相似，顯示該地區礫岩層中的礫石呈多向分佈，主要是受水流方向的改變所影響。

壹、 研究動機

當我們走訪從小就生活在這裡的大高雄市旗美地區，我們發現旗美地區的野外有很多特殊的地質現象，而地表地形的變化也非常大，本研究區域內分布著一些零散的小山丘和平原，其中旗尾山和龍肚山環抱著美濃平原彼此遙望，兩者之間的關係一直令人感到好奇。

旗美地區野外的另外一個地質特色就是存在著非常多的泥岩，如：附近的月世界泥岩層更是遠近馳名，這些野外光禿禿的泥岩層，他們是經歷了多少的時間才形成？又是在怎樣的環境中形成？以怎樣的機制形成？跟我們在嶺口地區看到的礫岩層又有什麼不同？好多的問題都深深的刺激著我們好奇的腦葉。

在跟學校的地球科學老師討論後，我們決定著手對於大高雄市旗美地區的沉積岩好好進行研究，期待能夠透過野外工作以及室內模擬來解開一些旗美地區的地質秘密。

貳、 研究目的

- 一、透過野外地質資料探討旗尾山跟龍肚山之間的關係。
- 二、模擬一泥的沉降及壓密機制。
- 三、利用水箱模擬嶺口礫岩的水流機制。

參、 研究設備及器材

一、 野外工作

地質鎚、刮刀、刷子、米尺、傾斜儀、封口袋(收集標本用)、相機、區域地形圖、區域地質圖。

二、 室內工作

(一)水流機制模擬

水箱(模擬水流機制用)、沉積物(小礫石混合砂)、供水設施、相機。

(二)泥沉降壓密模擬

量杯、電子秤、沉積物(脫水的泥)、紀錄表、相機。



(圖 1，水箱，模擬水流機制用)

肆、 研究過程或方法

一、 研究原理

(一)台灣島的板塊運動

台灣島主要是由兩個板塊的擠壓產生，分別歸屬於歐亞大陸板塊以及菲律賓海板塊。擠壓作用分為兩個部分。在菲律賓板塊西邊，歐亞板塊沉入菲律賓板塊下方，而菲律賓板塊的北邊，則是菲律賓板塊沉入亞歐板塊下方。擠壓作用使得台灣島逐漸隆起，伴隨台灣島的擠壓隆起產生了很多斷層以及地層變形。

(二)沉積物顆粒大小

一般沉積物顆粒大小反應出水流能量的大小，因為它們在水中以各種不同的方式被搬運(如表一)，相對的當沉積物顆粒越大時，被搬運所需要的水流能量也相對較大，造成我們常見在河流上游主要沉積礫岩，到了入海口主要沉積砂岩為主，而大海主要以沉積懸浮的泥岩為主。

名稱	礫岩	砂岩	泥岩
顆粒大小	大於 2mm	2~1/256mm	小於 1/256mm
搬運方式	滾、滑動	跳躍	懸浮

(表 1，各種沉積物的顆粒大小)

(三)沉積環境

沉積環境指沉積物所沉積的環境，不同的沉積環境會受到不同作用力的影響，也代表著不同的水流機制會產生不同的沉積構造及特徵，一般沉積物所受的作用力來源最常見的數種為：河流、波浪、潮汐以及暴風。

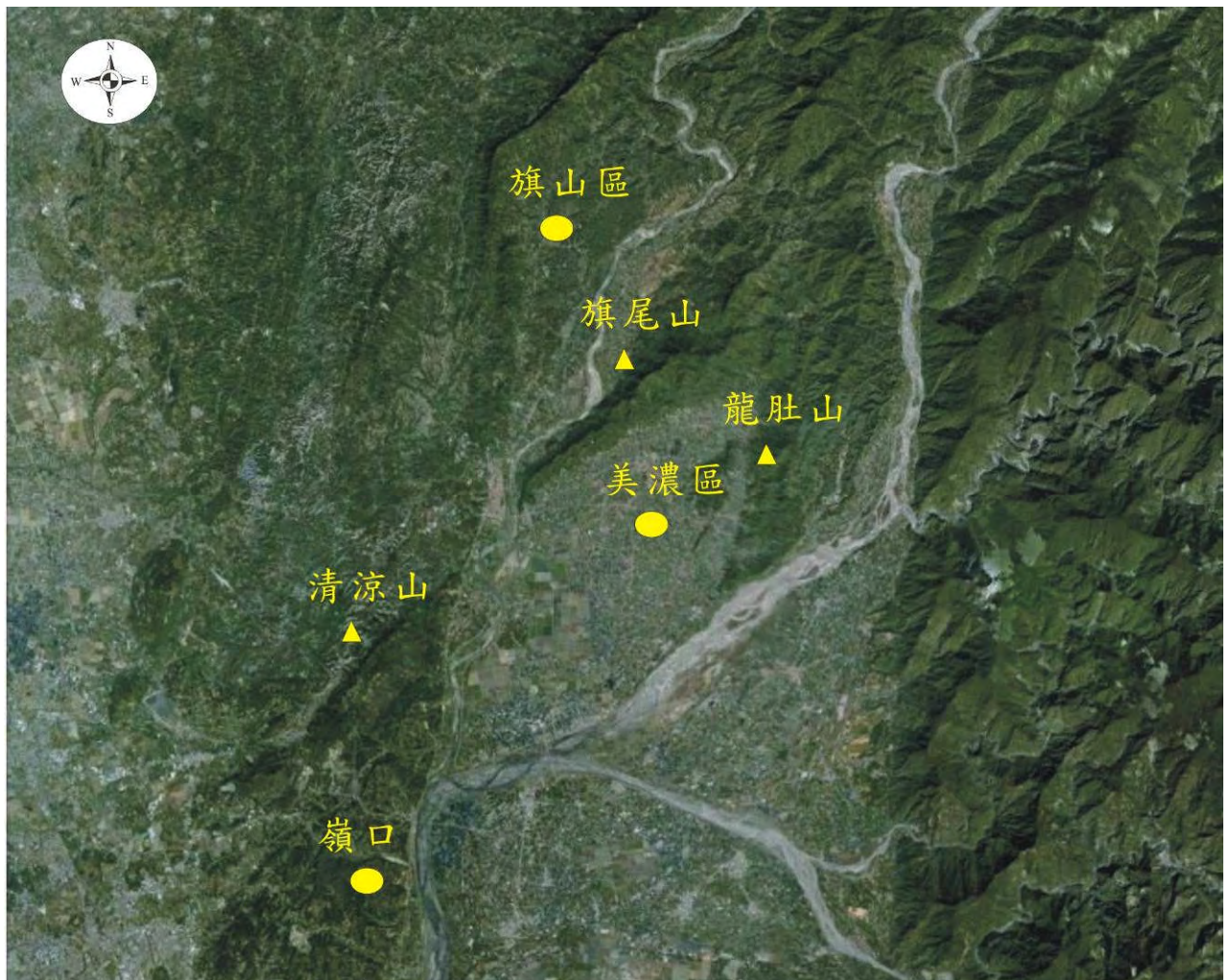
每一種作用力所能產生的影響範圍都不同，也就是說所能影響的水深有其限制，其中以暴風所能影響的範圍最廣，也造成淺海至半淺海相的沉積作用主要受控於暴風作用。

二、 研究區域

本研究的區域主要以我們成長的故鄉大高雄市旗美地區為主，研究區域範圍內：涵蓋大高雄市旗山區、美濃區和嶺口地區。

旗美地區的人口主要集中在較平坦的旗山區中心以及旗山區東側的美濃平原，旗山區中心的東側為旗尾山，西側則為清涼山區，而楠梓仙溪經由旗尾山的西側流過。

旗山區東邊的美濃平原分別被平原西側的旗尾山以及東側的龍肚山所圍繞，而美濃平原的東側還有荖濃溪流過與楠梓仙溪匯集形成高屏溪入海。



(圖 2，本研究區域—主要為大高雄市旗山區、美濃區還有嶺口地區)

三、 區域地質

(一)區域地層

1.嶺口礫岩

為更新世的沉積物，厚度大約三百公尺，露頭大致呈條帶狀。本層的礫石以拳狀大小之圓礫及夾含泥砂質沉積物為主，礫岩中含溝層砂岩。本層具有空隙並含水份，惟分佈不廣(吉田要，1982)。

2.六雙層

主要由暗灰色至青灰色泥岩，和夾有砂岩及粉砂岩的泥岩組成,其上部 and 下部含有少數較厚的砂岩層，厚度約有 1040 公尺，本層中含有豐富的有孔蟲化石及漂木碎塊。

3.二重溪層

由頁岩和細砂到中粒砂岩所組成，砂岩內含有豐富的海相貝類化石和漂木碎片(何春蓀，1964)。出露厚度約 750 公尺，但有北向南減薄之趨勢。

4.糖恩山砂岩

以泥質砂岩及青灰色緻密細粒砂岩為主，夾深灰色頁岩及砂質頁岩，全部厚度約為 450~500 公尺。其與上覆的鹽水坑頁岩及下伏的長枝坑層整合相接。

5.古亭坑層

屬上新世開始到更新世早期，厚度約三千公尺。泥岩中含有灰色泥質砂岩薄層或條紋。這些泥質砂岩，常常側變為泥岩。其中薄層砂岩沈積構造大都為水平平行紋理、小型波痕交錯紋理或爬升狀波痕，或是呈粒級狀的層理；底部則出露有槽痕和溝痕。沈積環境為淺海至淺半深海之沈積相(Sun,1965；楊舜行等，1994；何春蓀，1975)。

6.烏山層

岩性以厚約 15~50 公分的砂岩與頁岩互層為主，上部有兩層厚度 10~15 公尺的砂岩。砂岩成分以石英、長石為主，亦有少量的沉積岩屑、變質岩屑、火成岩屑與海綠石(吳樂群，1993)，本層的下部為斷層所切。

(二)區域構造

1.旗山斷層

旗山斷層屬於第一類活動斷層(林啓文等，2000)，呈北東走向。耿文溥(1981)指出旗山斷層由高雄縣三民鄉經杉林、甲仙、旗山至燕巢，長度約 65 公里，走向為東北-西南向，為具左移性質之高角度逆斷層，傾面向東約 55~60 度。Hsieh(1970)指出本斷層於旗山地區的層位落差約 2,000 公尺，往南漸次減少。吳樂群(1993)則提出旗山斷層使東側的晚中新統逆掩於西側的上新-更新統之上，往南於旗山附近為階地堆積層所覆蓋。

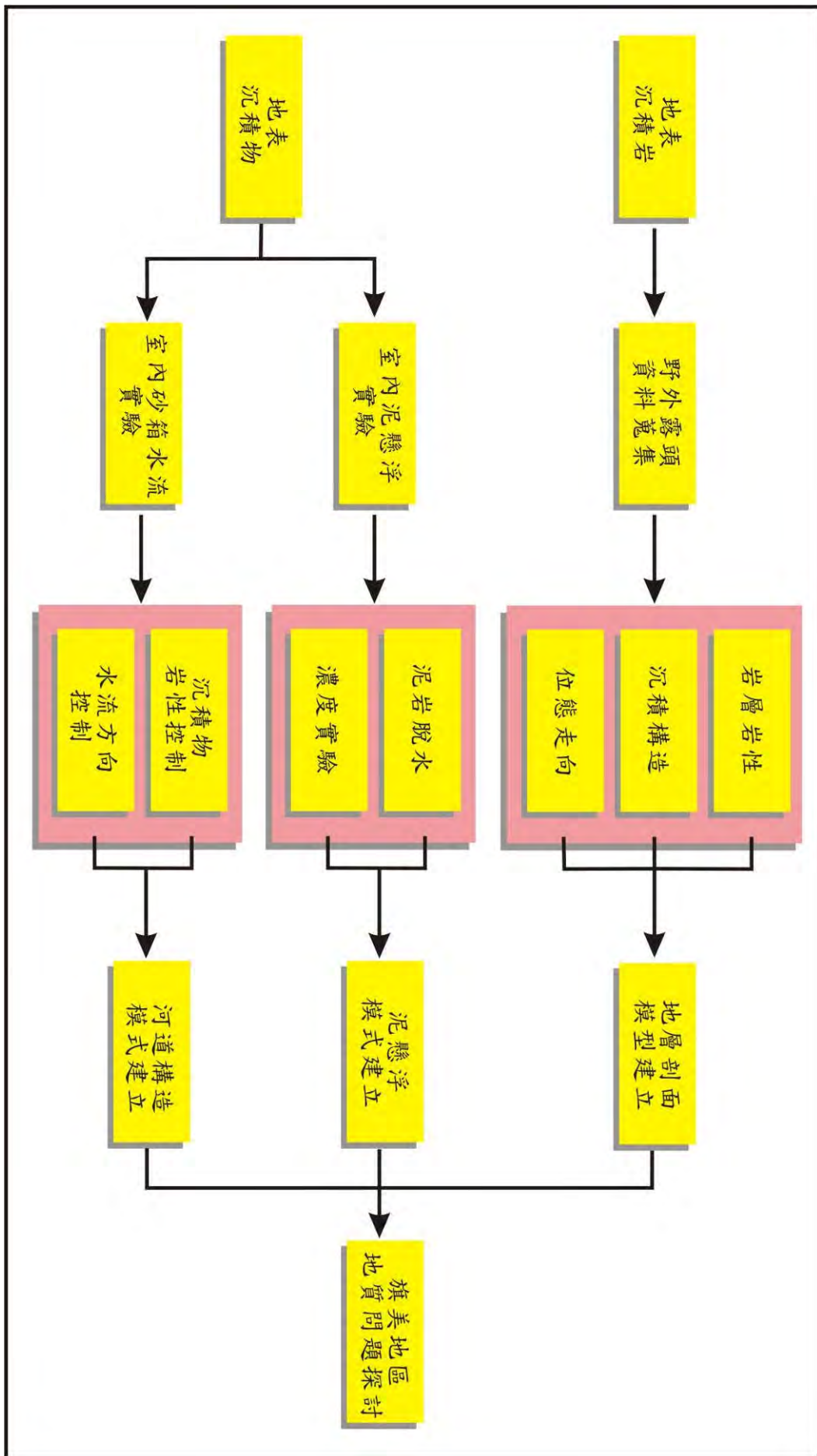
旗山斷層以東的屏東平原主要被第四紀之沖積層所覆蓋，岩性以礫岩為主，主要是由於中央山脈快速隆起，由荖濃溪及高屏溪帶來大量沉積物，總厚度超過三千公尺，出露地層為烏山層及長枝坑層。然而在旗山斷層西側，則是由巨厚的上新-更新世泥岩所構成，出露地層為古亭坑層中上部及二重溪層(徐慶雲，1975)。

時間 (Ma)	時代		西部麓山帶				
			嘉義	台南	台南 高雄		
0.46	第 四 紀	中期			崎頂層	嶺口礫岩	
1.77		早期	五井頁岩 鏡面頁岩 北寮頁岩	古 亭 坑 層			大 社 層
	第 三 紀	晚期	竹頭崎層				
早期		茅埔頁岩					
		隘寮腳層					
5.30		鹽水坑頁岩			南 勢 崙 砂 岩	蓋子寮頁岩	
11.2	中 新 世	晚期	糖恩山砂岩	烏山層	烏山層		
		中期	長枝坑層 紅花子層 三民頁岩				
16.4							

(表 2，西南部地層分布圖，張錫麟，1957；吳樂群，1993)

四、 研究流程

本研究將資料來源分為室外地質探勘以及室內模擬，最後將透過不同工作所取得的資料統整來解釋大高雄市旗美地區的地質問題，主要流程如圖 3 所示。



(圖 3，本研究流程圖)

伍、 研究結果

一、 泥的沉降及壓密實驗

本實驗共設計四組實驗組，分別將不同重量的泥分別加入放有 500ml 水的量杯中，產生不同濃度的泥水，另外選擇 B 組和 D 組同為加入 150g 的泥，來觀察是否泥在水中擁有濃度相同的狀況時，泥的沉降曲線也會出現相同。

組別	泥重量(g)	加水(ml)	濃度(g/ml)
A	100	500	0.2
B	150	500	0.3
C	200	500	0.4
D	150	500	0.3

(表 2，四組實驗控制組資料)



(圖 4，將不同濃度的泥分別加入 500ml 的水中)

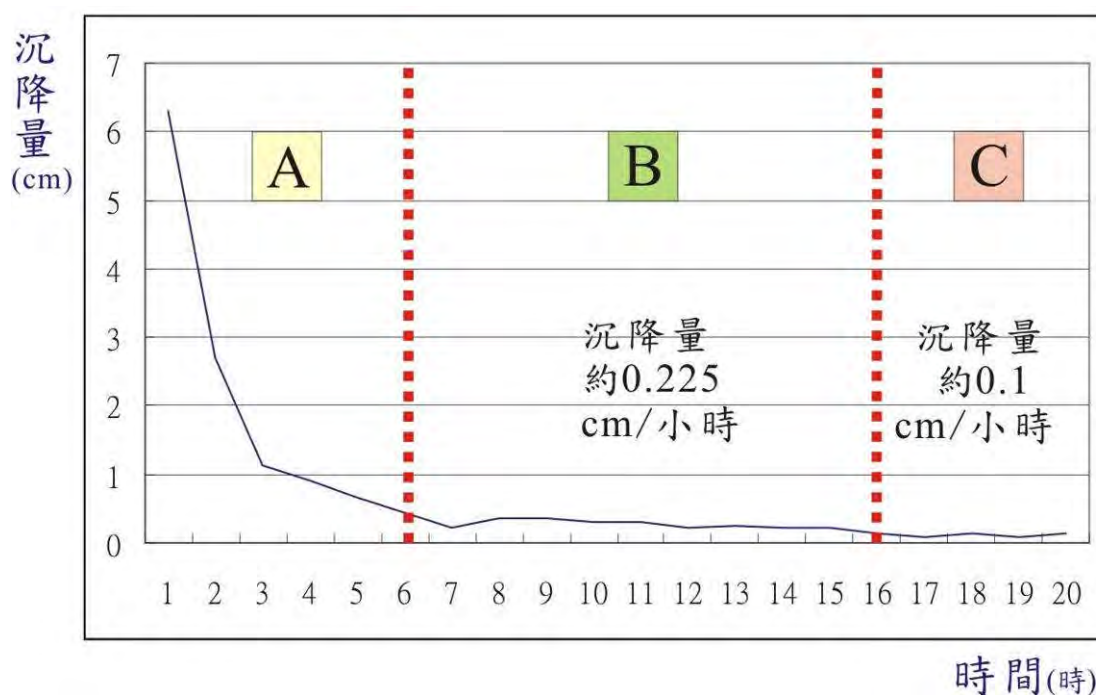
(一)A 組的泥漿水沉降狀況(將 100g 的泥加入 500ml 的水中)

沉降量	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
A組	6.3	2.7	1.13	0.9	0.65	0.45	0.23	0.35	0.35	0.3

沉降量	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
A組	0.3	0.23	0.25	0.23	0.23	0.14	0.1	0.14	0.09	0.14

沉降量單位：cm/小時

(表 4，A 組的沉降狀況)



(圖 5，A 組的沉降狀況圖)

觀察 A 組的沉降量，我們大致上可以將整個區線劃分成三個部份：

A 部分：快速沉降的區域。

B 部分：沉降量約穩定為 0.225 cm/小時的區域。

C 部分：沉降量約穩定為 0.1 cm/小時的區域。

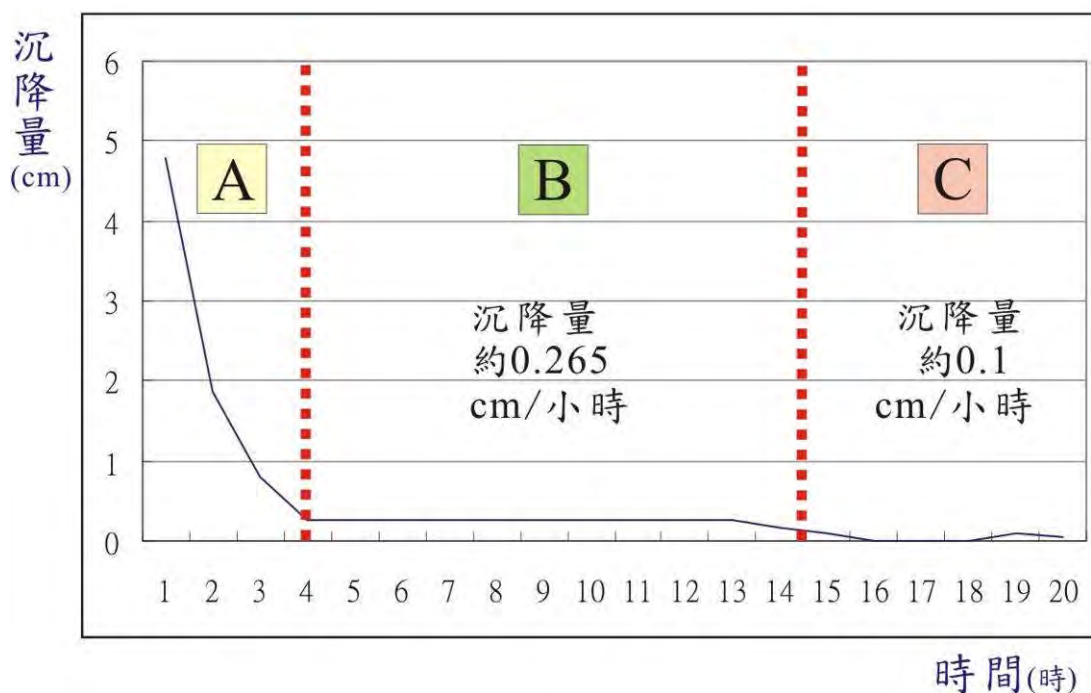
(二)B 組的泥漿水沉降狀況(將 150g 的泥加入 500ml 的水中)

沉降量	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
B組	4.8	1.86	0.80	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27

沉降量	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
B組	0.27	0.27	0.27	0.16	0.11	0.05	0.05	0.05	0.11	0.05

沉降量單位：cm/小時

(表 5，B 組的沉降狀況)



(圖 6，B 組的沉降狀況圖)

觀察 B 組的沉降量，我們大致上可以將整個區線劃分成三個部份：

A 部分：快速沉降的區域。

B 部分：沉降量約穩定為 0.265 cm/小時的區域。

C 部分：沉降量約穩定為 0.1 cm/小時的區域。

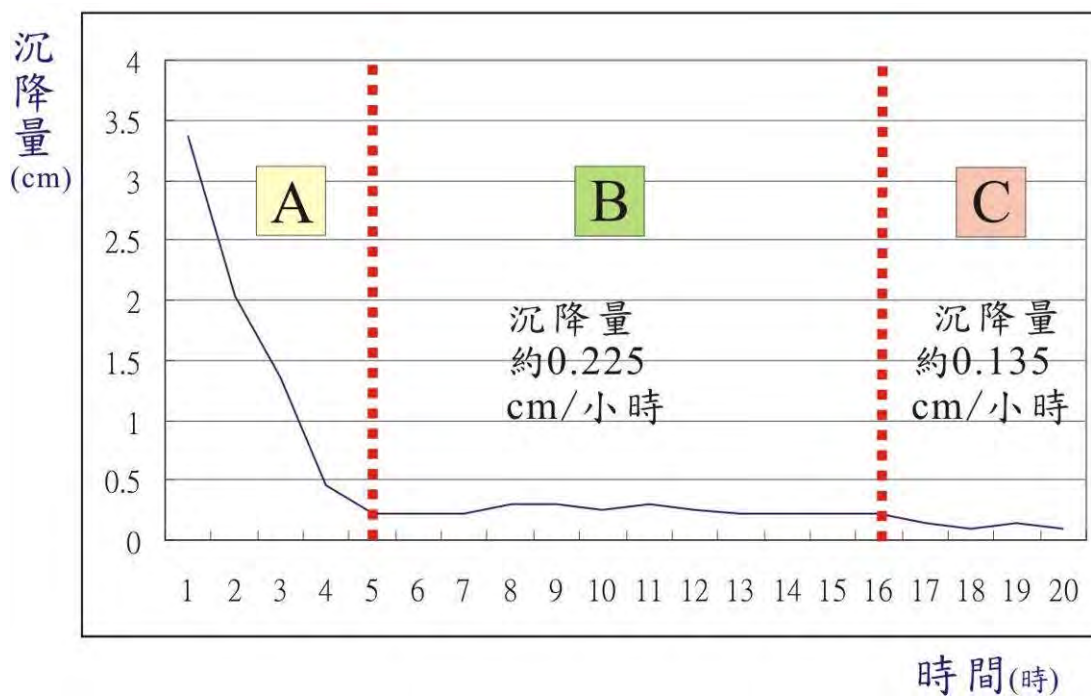
(三)C 組的泥漿水沉降狀況(將 200g 的泥加入 500ml 的水中)

沉降量	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
C組	3.38	2.03	1.35	0.45	0.23	0.23	0.23	0.3	0.3	0.25

沉降量	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
C組	0.3	0.25	0.23	0.23	0.23	0.23	0.14	0.09	0.14	0.09

沉降量單位：cm/小時

(表 6，C 組的沉降狀況)



(圖 7，C 組的沉降狀況圖)

觀察 C 組的沉降量，我們大致上可以將整個區線劃分成三個部份：

A 部分：快速沉降的區域。

B 部分：沉降量約穩定為 0.265 cm/小時的區域。

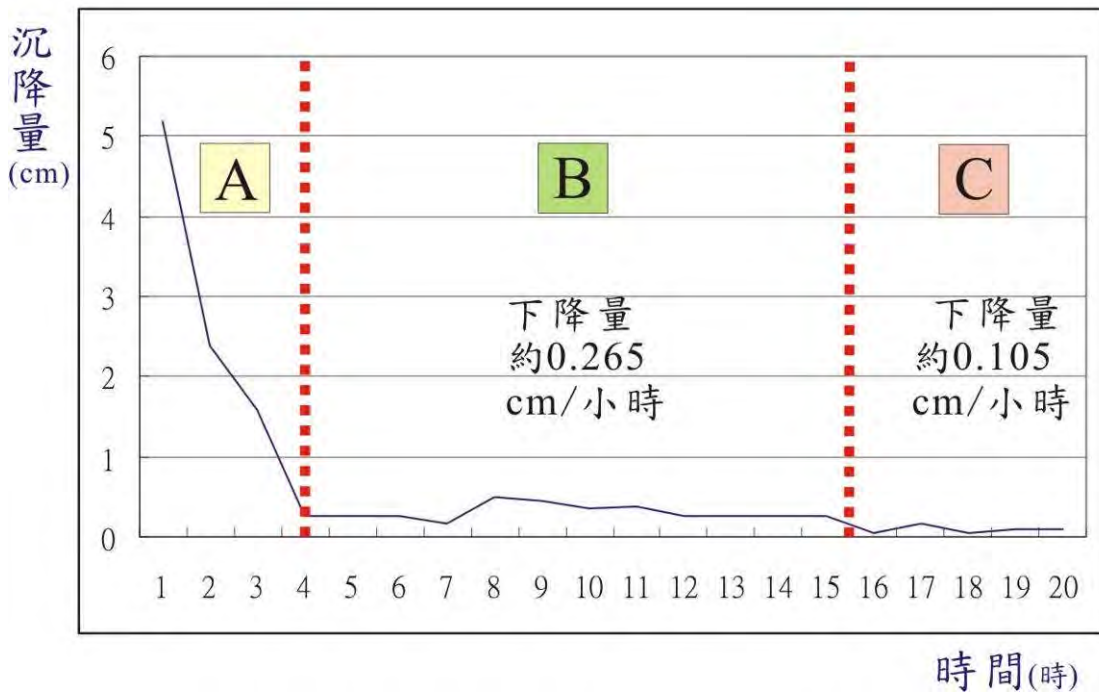
C 部分：沉降量約穩定為 0.1 cm/小時的區域。

(四)D 組的泥漿水沉降狀況(將 150g 的泥加入 500ml 的水中)

沉降量	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
C組	3.38	2.03	1.35	0.45	0.23	0.23	0.23	0.3	0.3	0.25

沉降量	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
C組	0.3	0.25	0.23	0.23	0.23	0.23	0.14	0.09	0.14	0.09

沉降量單位：cm/小時
(表 7，D 組的沉降狀況)



(圖 8，D 組的沉降狀況圖)

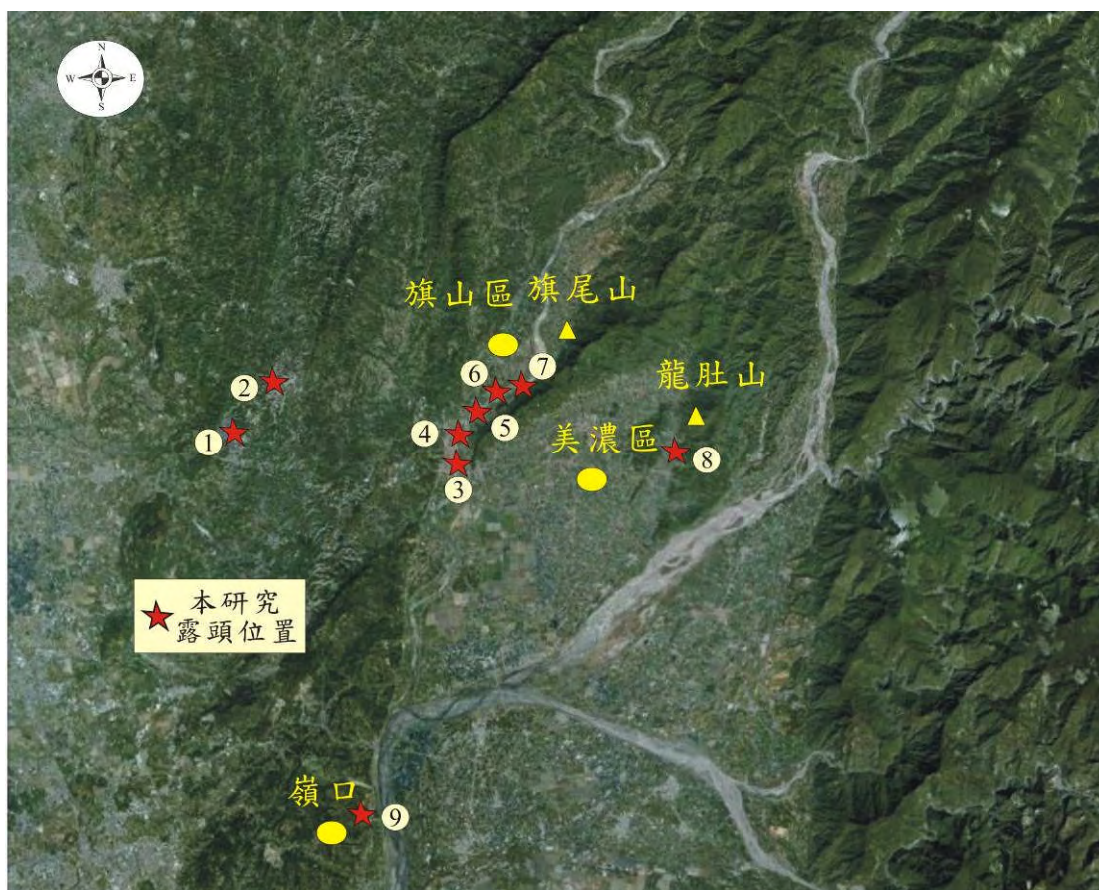
觀察 D 組的沉降量，我們大致上可以將整個區線劃分成三個部份：

- A 部分：快速沉降的區域。
- B 部分：沉降量約穩定為 0.265 cm/小時的區域。
- C 部分：沉降量約穩定為 0.1 cm/小時的區域。

二、 野外探勘

(一)野外露頭點基本資料

透過野外地質探查，我們在旗美地區也發現了不少個野外露頭，分別屬於不同種類的沉積岩，露頭點的位置如圖 9 所示，露頭處岩層的基本資料如表 8 所示。



(圖 9，本研究野外露頭位置圖)

本研究 野外露頭 岩層 基本資料			
編號	位置	岩性	地層
1	清涼山區	泥岩	古亭坑泥岩
2	清涼山區	泥岩	古亭坑泥岩
3	旗尾山	砂岩	糖恩山砂岩
4	旗尾山	砂岩	糖恩山砂岩
5	旗尾山	砂岩	糖恩山砂岩
6	旗尾山	砂岩	糖恩山砂岩
7	旗尾山	砂岩	糖恩山砂岩
8	龍肚山	砂岩	糖恩山砂岩
9	嶺口地區	礫岩	嶺口礫岩

(表 8，野外露頭岩層基本資料)

(二)各野外露頭簡介

1.露頭點 1~2

清涼山露頭點位於高雄市旗山區花旗路，是一個出露良好的連續剖面。

(1)岩性：主要以泥岩層為主，間雜 1cm~1m 的砂岩為主(如圖 10)。

(2)露頭座標：22052,北 120028, 東。

(3)海拔高度：約 100 公尺。

(4)地層：古亭坑泥岩層(陳華玫等，1988)。

(5)厚度：100 公尺。

(6)岩層介紹：

0~50m 岩層細述如下：從岩層底部起 4.5m 處出現一層 25cm 厚的砂岩層，砂岩層有波狀紋理(如圖 11)，6.5m 處出現一層 10cm 厚的薄砂層，砂岩層中含有大量碳酸鈣成分(如圖 12)，11.5m 處出現一層 10cm 厚的砂岩層，砂岩層具有明顯震盪波形的暴風特徵(如圖 13)，32.5 處出現 25cm 厚的砂岩層，砂岩層也明顯具有暴風特徵。

50~100m 岩層細述如下：從岩層底部起 63m 處出現一層 1m 厚的砂岩層，砂岩層裡富含大量破碎的扇貝化石(如圖 14)，顯示並非原生環境，而是經歷搬運堆積於此，77m 處出現一層 1m 厚的砂岩層，砂岩層由數個暴風砂岩所組成(如圖 15)。

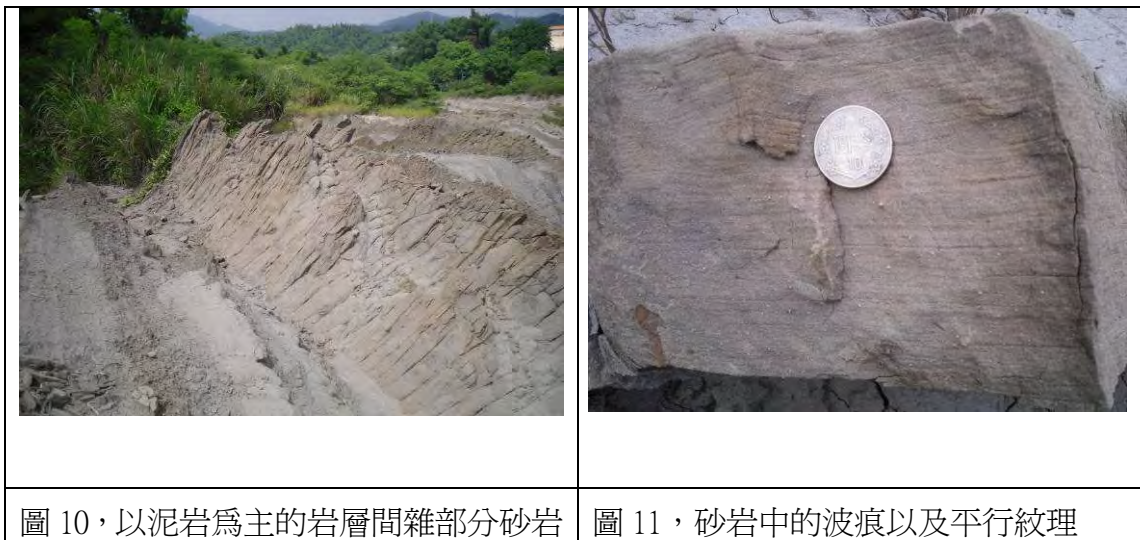




圖 12，泥岩中含有很多扇貝碎片



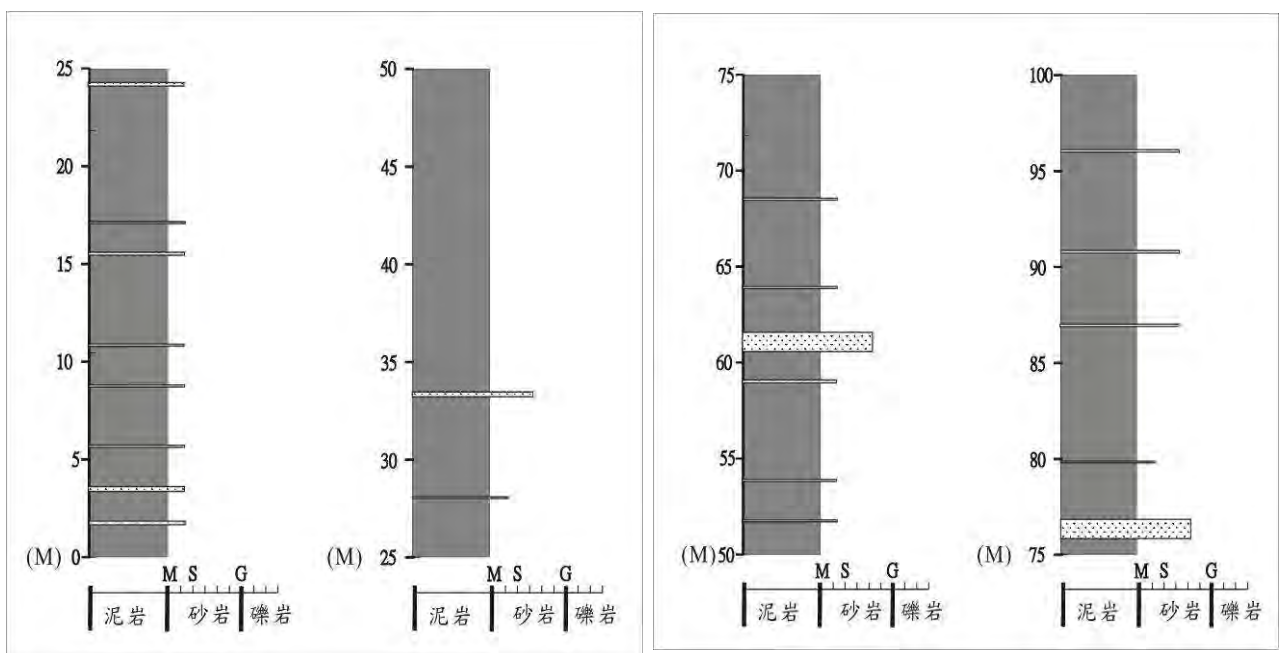
圖 13，扇貝碎片



圖 14，呈現震盪波形的暴風砂



圖 15，呈現震盪波形的暴風砂



(圖 16，露頭地層岩層柱示意圖)

(6)厚層砂岩

我們可以在露頭中發現厚度常達數公尺的厚層砂岩。(圖 18)



(圖 18，旗尾山岩層中厚度約 1 ~5 公尺的厚層砂岩)

編序	位態和走向
1	N25°E59°E
2	N40°E45°E
3	N45°E55°E
4	N50°E40°E
5	N45°E50°E

(表 9，旗尾山岩層中砂岩位態和走向)

3.露頭 8

龍肚山區由於植被較發達很難發現完整的連續剖面，僅出現一些零散的小露頭。根據這些小露頭，出露的岩性以淘選度良好含有波狀紋理的厚層砂岩為主(如圖 19)，我們在這些砂岩中測量到了五組岩層的位態跟走向(如表 10)。

編序	位態和走向
1	N20°E75°W
2	N25°E80°W
3	N20°E80°W
4	N20°E70°W
5	N20°E75°W

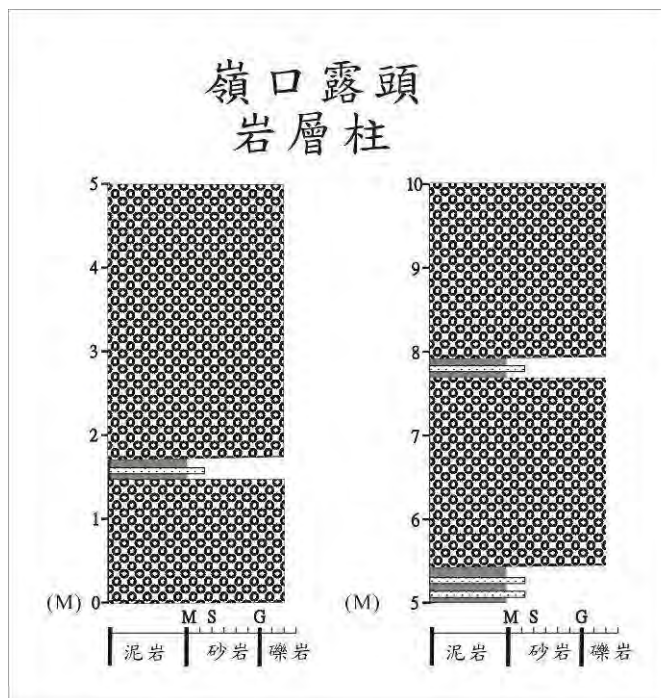
(表 10，龍肚山砂岩位態與走向)



(圖 19，龍肚山岩層中的砂岩層)

4.露頭 9

本處露頭中的岩層以礫岩為主，偶爾兼雜薄層的砂泥岩，礫岩呈現疊瓦狀構造，顯示為河流作用所造成的。



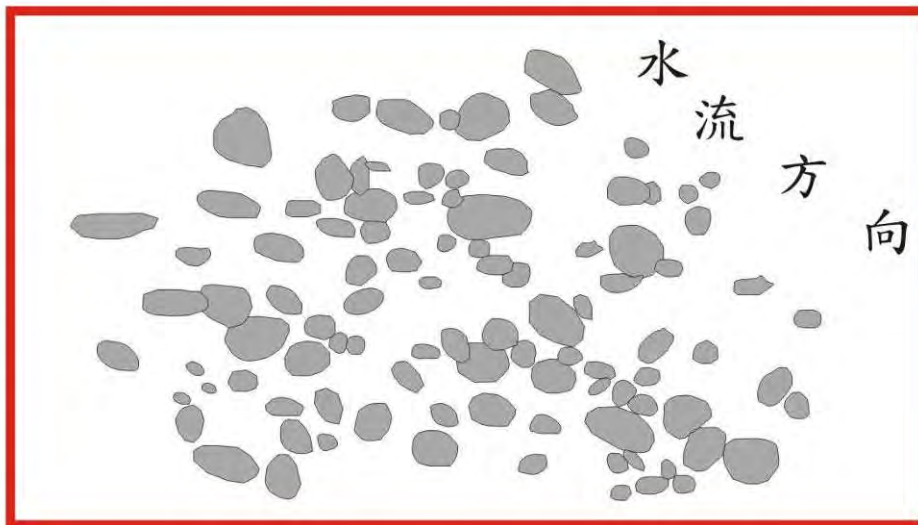
(圖 20，嶺口地區根據露頭中岩層繪制的岩層柱)

(1)礫岩出現疊瓦狀沉積構造

本露頭中的礫岩顆粒形狀多成鵝卵狀，顯示經過長時間的水流搬運，造成礫石的形狀接近橢圓形，而且礫岩呈現出單方向堆疊的疊瓦狀構造，顯示這些礫岩層是屬於陸相環境下受到河流作用所產生的沉積物，(如圖 21)。



仿照礫石位置繪製



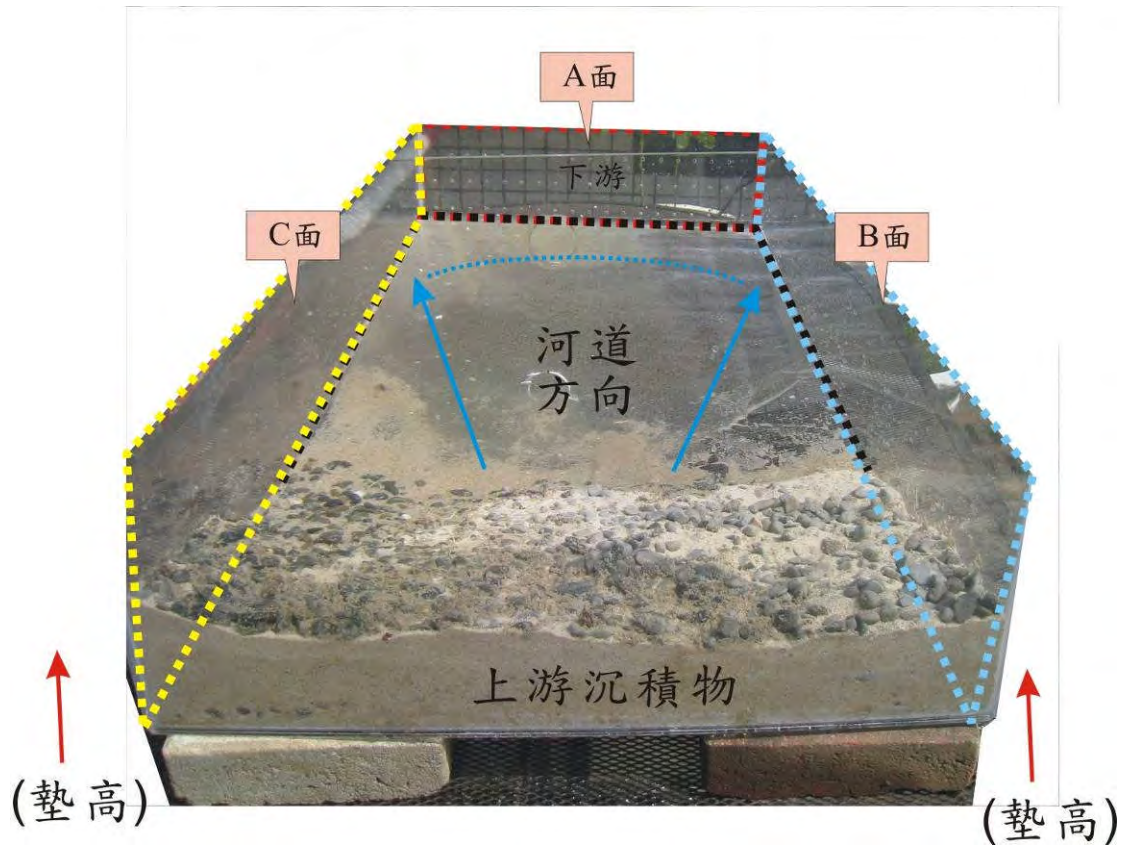
水流方向

疊瓦狀構造

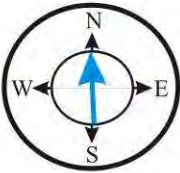
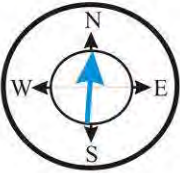
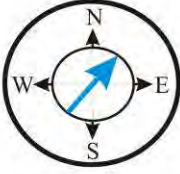

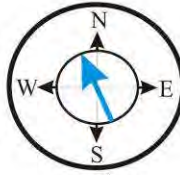
(圖 21，礫石形狀為鵝卵狀，且出現單方向水流造成的疊瓦狀構造)

三、 水流機制實驗

我們在室內利用自製的水箱模擬在不同水流方向控制下所產生的河道構造，觀察在不同剖面所產生的沉積構造差異，以及觀測多次事件下所產生的沉積構造。



(圖 22，利用水箱模擬不同方向的河道水流機制及其造成的沉積構造)

第一次水流方向	朝北 3° 西	 N 3° W	第四次水流方向	朝北 4° 東	 N 4° E
第二次水流方向	朝北 42° 東	 N 42° E	第五次水流方向	朝北 45° 東	 N 45° E
第三次水流方向	朝北 25° 西	 N 25° W			

(圖 23，本實驗模擬時，所產生的五次不同水流方向資料)



(圖 24，第一次水流事件所造成的河道)



(圖 25，第二次水流事件所造成的河道)



(圖 26，第三次水流事件所造成的河道)



(圖 27，第四次水流事件所造成的河道)

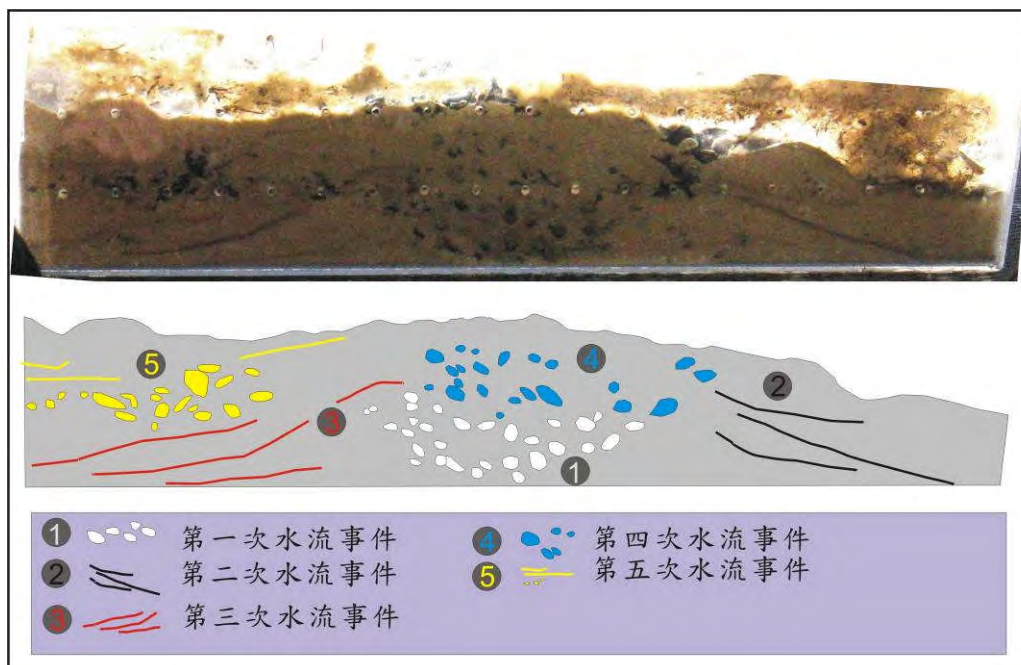


(圖 28，第五次水流事件所造成的河道)

當我們改變水流的方向時，可以在水箱中模擬出不同方向的河道，每當水流方向剛改變時，初時仍會受舊河道影響，隨著新河道慢慢的產生，沉積物會開始填滿舊河道，使得舊河道逐漸消失，慢慢新河道會趨於穩定，最後會替代舊河道(如圖 24~28 所示)。

(一)五次水流紀錄在 A 面所形成的沉積構造

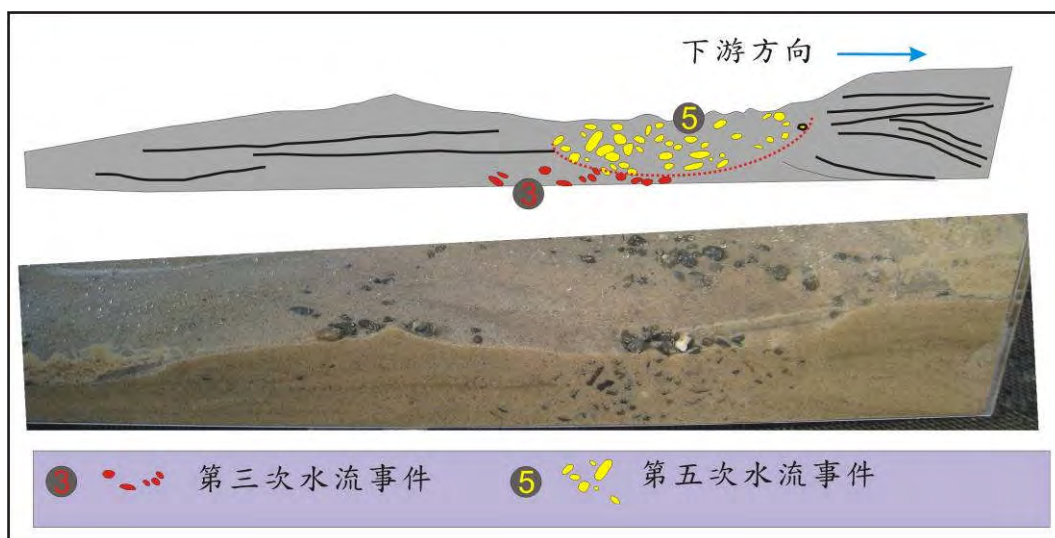
在水箱中，隨著水流方向的改變，我們可以發現每一次水流方向改變事件對於 A 面所造成的沉積構造都存在差異，顯示水流方向的改變會影響最後我們在岩層中所看到礫石分布的情形，而後來的事件更可能會進一步截切舊的事件，使得原本的沉積構造被破壞。



(圖 29，五次水流紀錄在 A 面所形成的剖面示意圖)

(二)五次水流紀錄在 B 面所形成的沉積構造

第三次及第五次水流事件在 B 面產生了礫石沉積，其它的事件都僅在 B 面留下含有不同沉積構造的砂岩層。



(圖 30，B 面所形成的五次水流紀錄剖面示意圖)

陸、 討論

一、 泥沉降以及壓密機制的討論

(一)比對同為加入 150g 泥的泥漿水沉降狀況(B 組和 D 組)

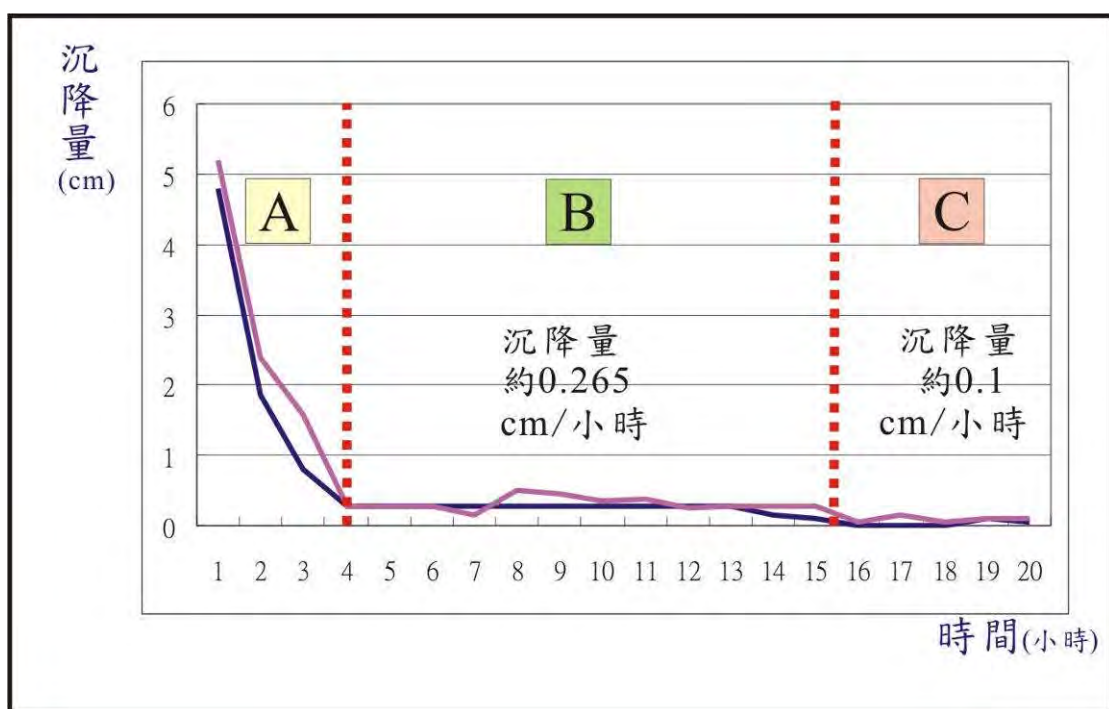
將都加入相同 150g 泥的 B 組和 D 組，每一個小時紀錄一次沉降結果，並且進行比對，每一小時產生的沉降量如表 11。

沉降量	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
B組	4.8	1.86	0.8	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27
D組	5.2	2.34	1.59	0.27	0.27	0.27	0.16	0.5	0.45	0.35

沉降量	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
B組	0.27	0.27	0.27	0.16	0.11	0	0	0	0.11	0.05
D組	0.37	0.25	0.27	0.27	0.27	0.53	0.16	0.53	0.11	0.11

沉降量單位：cm/小時

(表 11，B 組和 D 組每一個小時所產生的沉降量比較表)



(圖 31，B 組和 D 組的沉降量比較圖)

透過圖 31 中沉降曲線的比較，我們可以發現兩者的沉降曲線非常接近，顯示擁有相同濃度的泥漿水，會產生類似的沉降曲線。

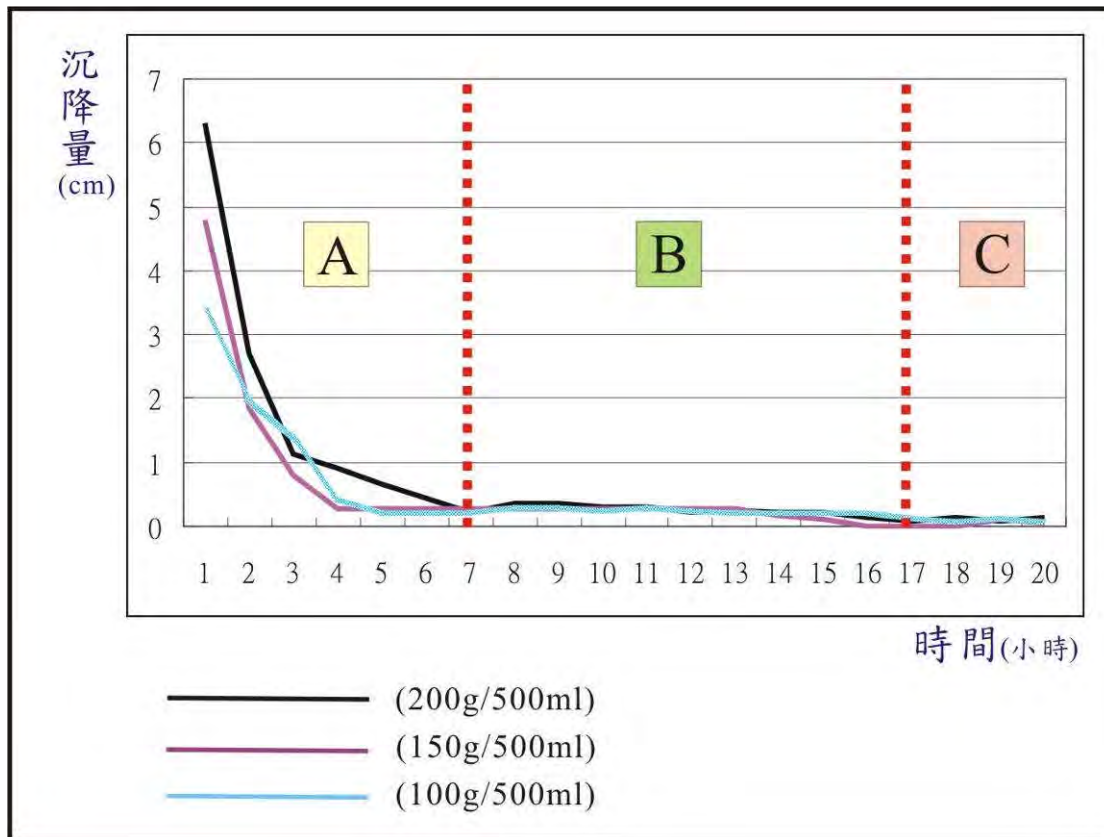
觀察兩組的沉降量，我們大致上可以將整個曲線劃分成三個部份：

A 部分：快速沉降的區域。

B 部分：沉降量約穩定為 0.265 cm/小時的區域。

C 部分：沉降量約穩定為 0.1 cm/小時的區域。

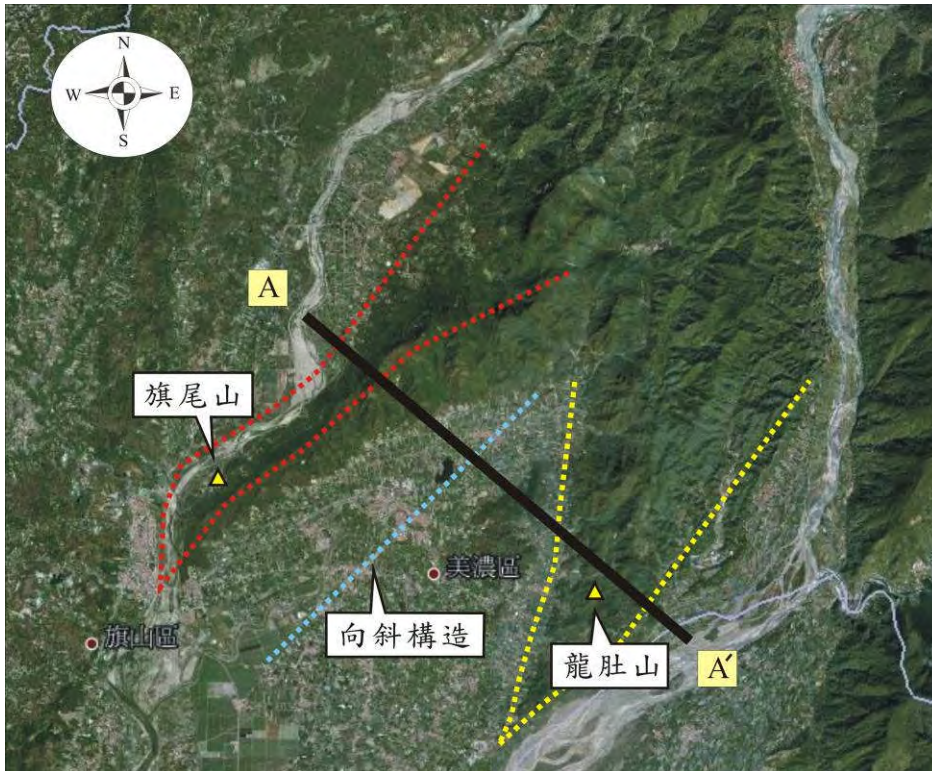
(二)比對加入不同重量泥的泥漿水沉降狀況(A、B 組和 C 組)





(圖 32，A、B 組和 D 組的沉降量比較圖)

比較不同濃度的泥漿水在初期快速沉降期的差異，我們可以發現濃度越大的泥漿水沉降越快，顯示初期(圖 32-A 區)泥漿水的沉降量與濃度有關(約前 3 小時)，等到泥漿水的濃度下降一段時間之後，我們可以發現三者的差異逐漸的減少，而沉降量也慢慢趨於定值約為 0.2cm/小時(圖 32-B 區)，等經過更長的時間(約 16~18 小時後)，我們會發現泥漿水濃度已經小到無法直接從肉眼判斷水中是否仍有泥的懸浮，但是沉積於底部的泥仍然會繼續減少體積，顯示泥仍然受到自身重力的壓密(圖(32-C 區))。

二、 旗尾山跟龍肚山之間的關係



(圖 33，A—A' 剖面位置圖)

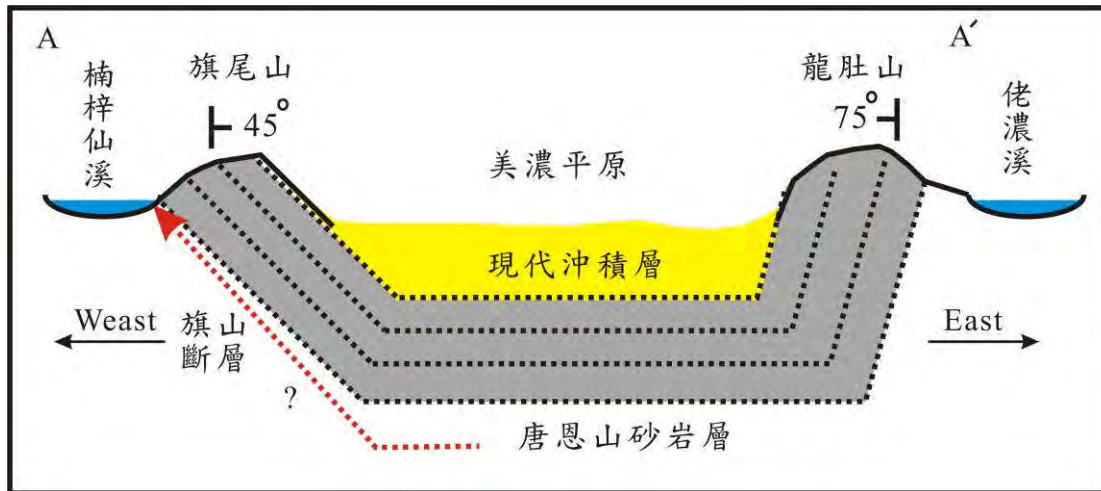
旗尾山岩層(本研究野外露頭 3~7)	龍肚山岩層(本研究野外露頭 8)
	
岩層位態：N45°E45°E	岩層位態：N20°E75°W
產狀：厚層砂岩，淘選良好，顆粒：中砂 含波紋跟交錯層理。	產狀：砂岩，淘選良好，顆粒：中砂 含波紋跟交錯層理。
地層：糖恩山砂岩(參考中油地質圖)	地層：糖恩山砂岩(參考中油地質圖)

(表 12，旗尾山以及龍肚山之間的岩層比較)

根據兩者砂岩的比較以及野外露頭岩層產狀，我們發現兩者的沉積環境非常相近，對比地層走向的關係，我們可以利用一個向斜構造來解釋兩者之間的關係，而這個向斜

構造極可能是受到旗尾山西側旗山斷層活動所影響產生。

本研究在旗尾山以及龍肚山之間建立了一條 A-A' 剖面，並參考中油地質圖，以及我們實際走訪野外所取得的岩層位態資料，推測出旗尾山以及龍肚山之間可能的地下構造(如圖 34)。

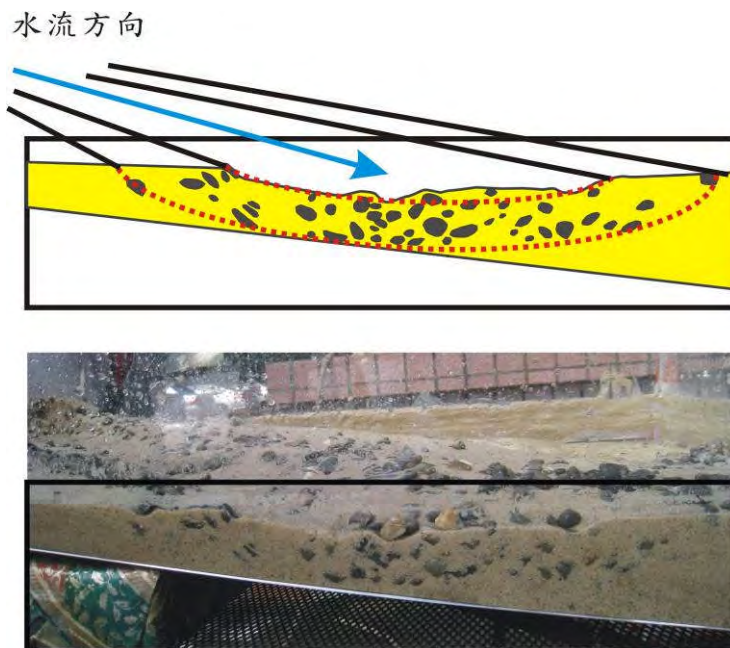


(圖 34，旗尾山與龍肚山之間可能的地下構造示意圖)

三、 嶺口地區礫岩的水流機制探討

(一) 單一水流事件

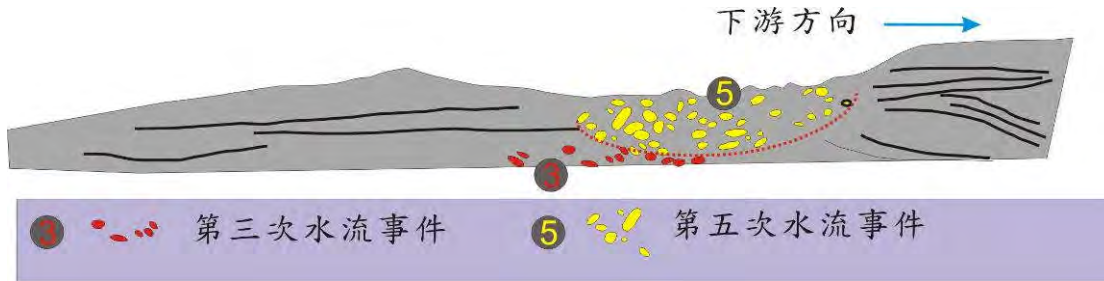
我們利用第三次水流事件對水箱 B 面所造成的沉積構造進行探討，我們可以發現礫石主要集中分布在水道上，而砂子則分布在遠離水道處，除此之外，我們也可以發現水道上的礫石大致上呈現曲狀的對稱型，並且順著水流方向呈現疊瓦狀構造(如圖 35)。



(圖 35，第一水流事件中呈現曲狀對稱型的河道)

(二)在水箱模擬實驗中，砂岩在 B 面所產生的沉積構造

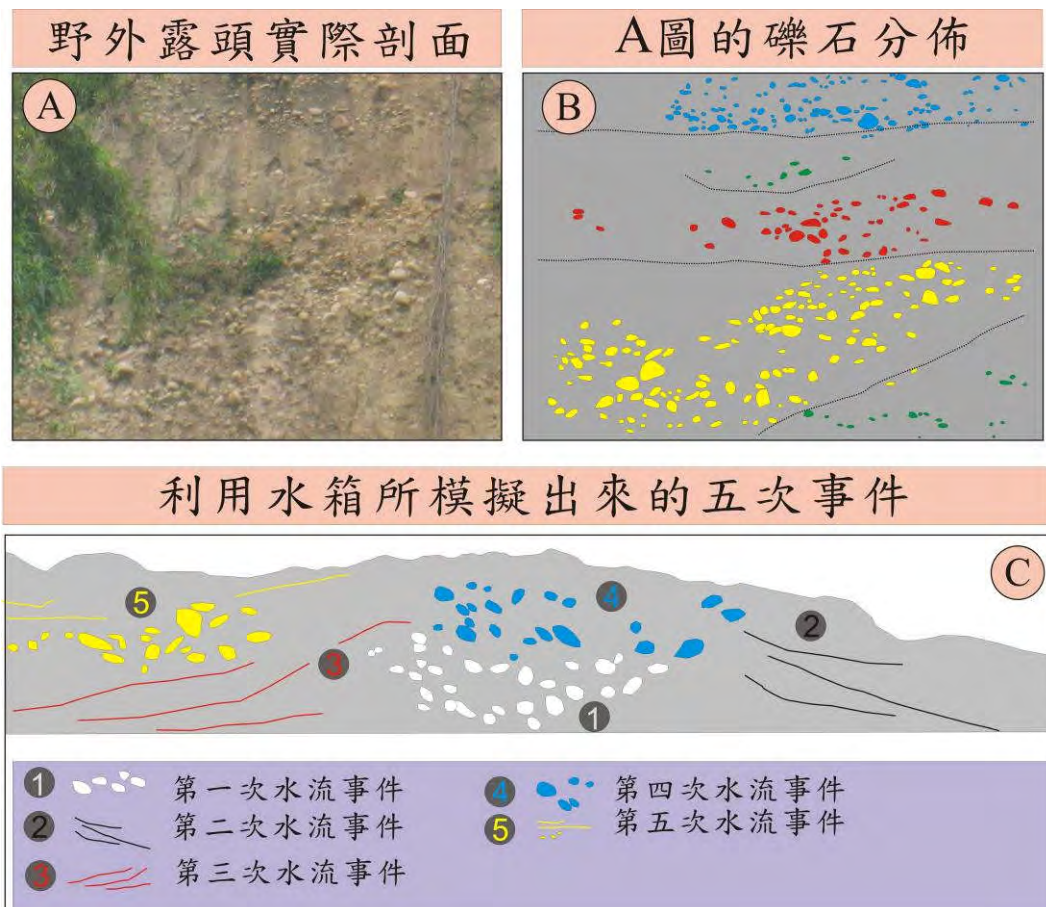
我們比對分別出現在上游和下游的砂岩，在砂岩中出現了不同的沉積構造，我們可以發現在水流較強的上游主要以水平紋理為主，到了水流能量減弱的下游則以交錯紋理為主，顯示水流能量也會造成砂岩中沉積構造的差異性。



(圖 36，上下游的砂岩中出現不同的沉積構造)

(三)比對野外露頭中與水箱模擬中礫石分佈的狀況

我們在嶺口地區發現野外礫岩岩層中(如圖 37-A)礫石分布的狀況非常混亂，我們將礫石的部份重新繪製後，我們發現可以將他們大致分成數個群體(如圖 37-B)，將這些礫石的分布比對我們在水箱中所模擬出來的礫石分布狀況，兩者非常雷同，顯示嶺口地區的礫岩層主要是受單方向水流機制所產生的，也顯示他們的沉積環境主要應該為河相環境。



(圖 37，比對野外露頭中礫石及水箱模擬中礫石分布的狀況)

柒、 結論

- 一、 根據野外砂岩產狀、位態、走向以及中油的地質圖所示，我們推論旗尾山與龍肚山兩者都屬於相同的糖恩山砂岩層，受旗尾山西側旗山斷層的影響，在地底下形成一個向斜構造。
- 二、 泥漿在水中沉降跟壓密過程中，我們可以將其分為三個不同階段：
 - (一)第一階段：沉降速度受泥漿濃度影響，濃度越大沉降速度越快。
 - (二)第二階段：沉降量慢慢趨於定值約為 0.2cm/小時。
 - (三)第三階段：水中已無泥的懸浮，已經沉降的泥受到自身重力的影響，以 0.05~0.1cm/小時緩慢壓密。
- 三、 在清涼山區野外我們看到的 100 公尺厚層泥岩層，根據其沉降及壓密的速率推算，最少也需要約 100 年以上才能形成，再加上特殊的暴風事件，侵蝕掉原本已經沉積的泥岩，整個沉積過程應該會經歷更長的時間。
- 四、 嶺口地區的礫岩層，主要是受單方向水流的作用產生，岩層中礫石排列的方向變化，主要是受水流方向變動影響。
- 五、 隨著水流力量大小的改變，我們發現砂岩中的沉積構造也有所不同，當水流力量較強時以平行紋理為主，當水流力量逐漸改變減小時，改以交錯紋理為主。

捌、 參考資料及其他

- 一、 吉田要（1932）高雄州旗山南西部油田調查報告及旗山南西部油田地質圖（三萬分之一）。台灣總督府殖產局，第 610 號，162 頁。
- 二、 林啓文、張徽正、盧詩丁、石同生、黃文正（2000）台灣活動斷層概論第二版，五十萬分之一台灣活動斷層分布圖說明，經濟部中央地質調查所特刊，第十三號，共 122 頁。
- 三、 陳志雄、吳樂群、王源（1993）高雄地區旗山斷層兩側地層年代之探討。地質，第十三卷，第一期，第 37-56 頁。
- 四、 陳華玟、謝凱旋、何信昌（1988）高雄圖幅。中央地質調查所出版，共 47 頁。
張家鳳、孫鎮球（2005）旗山斷層的淺層震測探勘。中國地質學會九十四年年會暨學術研討會，第 108 頁。
- 五、 吳樂群(民 82)。台灣南部旗山地區上部新第三系及第四系之沉積層序與演化。國立台灣大學地質研究所博士論文，台北市。

【評語】 030506

本研究分析高雄旗美地區沉積岩的分佈情形。

優點：

本作品嘗試利用實驗室之實驗結果來解釋自然界之地質現象與作用，立意甚佳。

缺點：

1. 實驗結果與自然界地質作用之時間與空間尺度不同，室內實驗設計並無法直接應用於野外觀察結果，例如根據實驗室內泥的沈積速率推測 100 公尺厚古亭坑泥岩的沈積作用至少需 100 年以上為不夠嚴謹的推論，因為他們並未根據其實驗結果，先估計古亭坑泥岩沈積時之泥水濃度約為多少，再做推論，而壓密後可使厚度減少多少並未於實驗中進行，實為可惜。
2. 學理上礫石層中之礫石自然與水流方向有關，他們應在此基礎上多做不同水流與礫石分佈間之關係的探討。「位態」
($N45^{\circ}E45^{\circ}E$) 表達法非地質學常見，地質多以走向 $N45^{\circ}E$ ，傾角 $45^{\circ}E$ 表示，或應以 ($N45^{\circ}E; 45^{\circ}E$) 表示。

建議改進事項：

1. 應明確指出實驗室實驗結果與自然界作用之差異為何。
2. 根據岩層中礫石分佈的情形，具體指出當時之水流方向。