

## 技術講座專欄

# 伍 地質作用的動力與岩石之褶皺

## (Geologic Processes and Folding of Rocks)

洪 如 江\*

### 一、前 言

在人類的幾千年歷史之中，記載了不少滄海桑田的變化；即使在一個人短短的幾十年之中，也會經歷一些天災地變。有些人難免會感嘆自然力（或神明）之偉大，但是我們却不得不從物理學及化學知識中尋求解釋。

我們所謂的地質是地球的一部份。從面積上來講，以地球整個表面積為目標，重心却放在陸地部份，偶而涉及海洋地質。從厚度來講，只佔地球半徑的極小部份。為了明瞭各種地質作用的動力，必須對地球的構造有一個極為簡略的介紹。

我們在討論各種地質作用之時，不應自限於描述所能看到或量測到的景象，對於推動這些地質作用的動力，必須有相當的瞭解。

在許多地質作用之中，褶皺（Folding）有其特殊之重要性。從地質構造的觀點來看，它不屬於弱面（Weak Planes）一類的構造（請參閱地工技術雜誌第四期），且與地質作用的多項重要動力關係密切。

上述各課題，將在本文加以討論，但暫以不討論其工程應用為原則。

### 二、地球構造概況

目前，我們對地球（直徑約一萬二千八百公里）構造的了解大致是：地球有一層較為堅硬的表皮，稱為岩石圈（Lithosphere），厚度約七十公里至

一百二十公里左右；岩石圈底面之下，有一厚約二百公里之極高溫熔解岩漿圈，滯性低而流動性高。岩漿圈至地心到底情況如何，尚未十分清楚，暫時不予討論，不致於對工程地質的研究有所妨害。由是，我們可以說堅硬的岩石圈是浮在岩漿圈之上。若是假設岩石圈是分成許多塊的，則可以更進一步地說堅硬的岩石圈是漂浮在岩漿圈之上。在岩石圈之中，又可細分成二部，上部為地殼（Crust）以Mohorovicic不連續面與岩石圈下部為界面。在Mohorovicic不連續面上、下之地震波速度不連續，係由於岩石物質化學成分之不同。地殼之厚度平均三十五公里，在高山處最厚者可達六十五公里；在海洋最薄處僅達十公里左右。至此，讀者不要忘記地殼上方還有一個大氣圈（Atmosphere）。

### 三、地質作用之動力

我們工程地質學所關心的地質作用，其有關及可能有關的動力，大致可分為二大類：即隆起動力與削平動力。

隆起動力，主要來自地球內部，使地殼某一部份呈隆起景象，是為形成高山之動力。這些動力，包括地球收縮、板塊運動（Plate Tectonics）、火山活動與沖刷解壓等。

削平動力，主要來自大氣圈及重力場、使地殼突出部份被削平、軟弱地層硬化、收縮或下沉之動力。這些動力，包括沖刷、風化、侵蝕、搬運、沉

\* 國立臺灣大學土木工程學系教授

積、壓密、成岩、變質、海槽下沉、與熔解等。

由上述項目可見：地質作用的動力與地質作用的本身，有時也不易完全分開。有些地質作用也同時是其他地質作用的動力。此外，有些岩石是因膠結作用（Cementation）而形成的，却很難歸入隆起或削平作用之中，或許勉強可以歸入成岩作用之中。

### 3.1 地球收縮

地球半徑達六千多公里，而岩石圈厚度只有一百多公里左右，我們可以說岩石圈只是地球外表一層薄薄的表皮而已。地球收縮使這一層表皮有了多餘的面積，褶皺是容納這些多餘面積的方法之一，逆斷層是另一種調整的方法，而岩心圈受到水平壓力也是一種當然的結果。

### 3.2 板塊運動

如前所述，地球岩石圈是浮在岩漿圈之上，而板塊運動說的第一個條件是：岩石圈分裂成好幾塊（稱為板塊）而漂浮在岩漿圈之上。接下來的問題是：岩石圈為什麼會分裂成好幾塊？分裂成好幾片板塊之後又有什麼後果？

岩石圈的分裂，可能是由於岩漿的上頂力（Uplift）及高溫，使岩石圈的某一點受到上頂力、受到局部張力、受到高溫等作用而隆起並裂開。此外，岩石圈在地球各點受到地球重力及地球旋轉力的作用不平均，可能也有關係。但確實的機制（Mechanism）尚未十分清楚。

岩石圈在某點開裂之後，迅速延伸而出現一道裂縫，岩漿由此裂縫冒出，冷卻固化並取得當時地磁之極性，形成一「海洋嶺脊」（Ocean Ridge）。洋脊之高程，皆高於其兩側板塊表面之高程。海洋嶺脊多位於大洋之中，例如中大西洋嶺脊、太平洋嶺脊，因此，有人稱之為「中洋脊」（Mid-Ocean Ridge）。至於岩石圈裂開，只發生於大海之中而不發生於大陸之中，尚待解釋，本文不予討論。

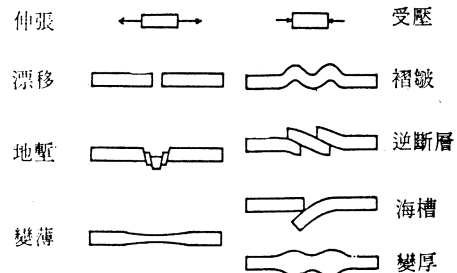
岩石圈分裂之後，板塊如何運動？讀者如有興趣，不妨參閱一些為非內行人（包括筆者）所寫的簡明解說，例如美國 Scientific American, Inc. (1972) *Continents Adrift* (Freeman & Co., San Francisco 出版)，或日本牛頓雜誌之中文國際版第六期。但筆者並不能完全同意這兩本書刊中有關板塊運動的說法及譯名，因此筆者對板塊分裂

之後如何運動的說詞如下：

(1)板塊受到地球自轉、公轉及重力之影響，開始在岩漿圈上漂移（Drift）。如有人主張只有大陸板塊會漂移而海洋板塊不會漂移，則筆者難於同意，筆者主張所有的板塊都會漂移。此外，有人主張中洋脊提供推力使海洋板塊走向遠方大陸，筆者尚難同意，筆者主張板塊漂移的動力是地球自轉、公轉及重力。

(2)各板塊漂移之時，難免有伸張、剪裂、及碰撞等三種現象。因此，不能把岩石圈說成只受水平壓力作用。

(3)板塊伸張者，可能發生變薄、地塹、或漂移等三種結果（圖一）；板塊因碰撞或受壓者，可能發生變厚、海槽、逆斷層、或褶皺等結果（圖一）；板塊受剪者，可能發生大型平移斷層，類似我國臺灣地區之臺東縱谷，其東之海岸山脈，相對於中央山脈，有北移之現象。但須注意者，臺東縱谷亦受正交壓力，並非百分之百的平移斷層，甚至有主張其平移斷層之比例不高或並非持續活動者。



圖一 板塊可能發生之各種變形  
(根據, Anderson, 1971 改繪)

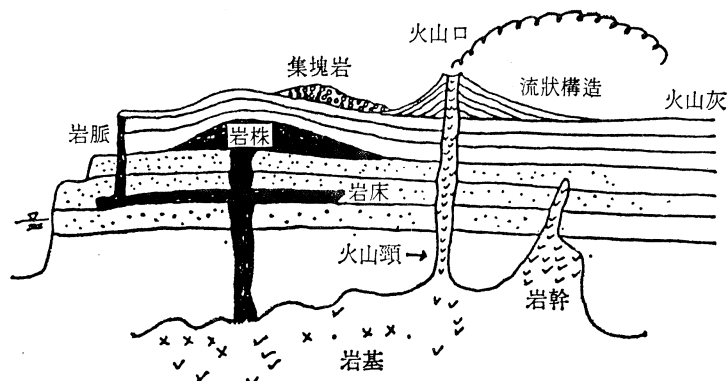
### 3.3 火山活動

高溫的岩漿，有時貫穿地殼的某一點而爆發，岩漿噴入空中或由火山口流向四方。但也有火山，僅造成一隆起丘而無岩漿逸出，如我國臺灣地區北部之紗帽山。

圖二示火山有關之各種構造，計有：岩基（Batholith）、岩幹（Stocks）、岩株（Laccolith）、岩床（Sill）、岩脈（Dike）、火山頸（Volcanic Neck）、流狀構造（Flow Structure）、集塊岩（Agglomerates）或火山碎屑岩構造（Volcanic Breccia）等。

### 3.4 冲刷解壓

本文所謂冲刷解壓係指大規模之地層崩滑、冰



圖二 火山有關之各種構造

川退却、永冰帶（厚數百公尺者）之突然溶解、或諾亞方舟式之久雨或大洪水，使某地區上覆數百公尺之土、石或冰被移走，造成鉛直方向之解壓，造成水平地壓力大於鉛直地壓力之情況。解壓引起反彈；較大之水平地壓力引起局部褶皺。

風化 (Weathering) 及侵蝕 (Erosion) 當然也造成解壓，但其程序或許緩慢，另行討論於後。

在地表下深處，水平地壓力 (Horizontal Earth Pressure)  $p_h$  等於鉛直地壓力 (Vertical Earth Pressure)  $p_v$ ，即：

$$p_h = p_v = \gamma z_0$$

上式， $\gamma$  為地質材料之單位重， $z_0$  為深度。

若因某種原因，致地表被冲刷除去  $\Delta z$  之厚度，則地壓力之變化為：

$$\Delta p_v = -\gamma \Delta z$$

$$\Delta p_h = \Delta p_v \cdot v / (1-v) = -\gamma \Delta z \cdot v / (1-v)$$

故冲刷後  $p_h = \gamma z_0 - \gamma \Delta z \cdot v / (1-v)$

$$p_v = \gamma z_0 - \gamma \Delta z$$

若  $\Delta z \rightarrow z_0$ ，則： $p_v \rightarrow 0$

$$p_h \rightarrow \gamma z_0 [1 - v / (1-v)]$$

$v$  為包生比，若  $v=0.2$ ，則  $p_h \rightarrow 0.75 \gamma z_0$ 。

因此，可證  $p_h \gg p_v$ 。

Brown & Hoek (1978) 根據世界各地之實測資料（註：國內易見之文獻為 Hoek & Brown, 1980; Goodman, 1980）認為當深度超過一公里，則地壓力趨於相等。二氏並提供實測之“K-z”關

係圖， $K$  為平均水平地壓力與鉛直地壓力之比值， $z$  為深度，當  $z$  趨近於三公里，則  $K$  趨近於一，亦即水平地壓力與鉛直地壓力大致相等；深度若未達五百公尺或一千公尺，則水平地壓力常遠大於一，且變化很大，主要是由於局部的地形及地質構造的影響。

根據以上討論獲知：地表附近 ( $z < 500$  公尺或 1000 公尺) 之水平地壓力確實比鉛直地壓力高；地表下深處 ( $z > 3$  公里或 1 公里) 之地壓力，大致在各方面相等。因此，冲刷解壓使水平地壓力大於鉛直地壓力之作用，大致不超過三公里（甚至有主張一公里者）之深度。

倫敦黏土 (London Clay)，屬於微裂硬黏土，在地質史上，曾有數百公尺之冰覆蓋其上，後因冰溶而解壓。

### 3.5 風化與侵蝕

所謂風化 (Weathering) 係指岩石暴露在空氣中，受到靜態的作用而分解或朽腐；而所謂侵蝕 (Erosion)，係指風、雨、流水、冰川、波浪等動態作用力，把已風化之物質搬離母岩之作用。

風化與侵蝕作用之速度，因地而異，一般而言，熱帶與亞熱帶速度較大；緯度高者，速度較低。

### 3.6 搬運作用

侵蝕作用的一些動力，把侵蝕下來的地質材料由高處搬至遠方之低處，稱為搬運作用 (Transportation)。在搬運動力之中，在低緯度之地區主要為河川流水；在高緯度之地區，主要為冰川及峽江

流水。搬運之終點，可能為平原、湖泊或海洋，但以海洋為主。

### 3.7 沉積作用

當搬運動力之能量不足之時，即將搬運之固體物質拋棄，持續進行，造成有規則（例如地層、或帶狀堆積物）或不規則堆積，稱為沉積作用（Deposition）。其產品稱為沉積物（Sediments）。在平原沉積者為沖積層（Alluvial Deposits）；在湖泊沉積者為湖底沉積土（Lacustrine Deposits）；在海洋沉積者為海底沉積土（Marine Deposits）。此外，風積、蒸發、及生物殘骸之堆積程序，也算沉積作用。

### 3.8 壓密作用

土壤受靜壓力（包括自重）之作用，排除孔隙中之水而縮小其體積並提高密度之程序，稱為壓密作用（Consolidation）。土壤孔隙中之水（稱孔隙水，Pore Water）排出之原因，為土壤受靜壓之後，孔隙水壓升高，高於其界外之孔隙水壓，因而有一水力坡降使孔隙水排出界外，當此高出界外孔隙水壓之超額孔隙水壓（Excess Pore Water Pressure）完全消散之後，根據德在基氏（Terzaghi）之壓密理論（Theory of Consolidation），理應不再有體積縮小之情形發生，但事實不然。在沒有孔隙水排出，在超額孔隙水壓等於零之情況，土壤體積繼續縮小、密度繼續提高之程序，稱為次要壓密（Secondary Consolidation）。但亦有人主張：壓密一詞應限用於合乎壓密理論者，故不用次要壓密而另用次要壓縮（Secondary Compression）以分辨之。筆者採用次要壓密一詞。而合乎壓密理論之土壤變形稱為主要壓密（Primary Consolidation）。

次要壓密，可能持續數千年甚至更久，致土壤逐漸強化為沉積岩（Sedimentary Rock）之一種。因此，筆者又常稱次要壓密為地質壓密（Geologic Consolidation），而稱主要壓密為工程壓密（Engineering Consolidation）。

部份地質學家採用壓實（Compaction）或地質壓實（Geologic Compaction）以表示上述之壓密作用。但因在土壤力學之中，壓實（Compaction）已另有其他意義，故筆者不採用之。

### 3.9 成岩作用

軟弱沉積物變化為岩石之各種程序，皆稱為成岩作用（Diagenesis）。成岩作用，包括壓密作用、膠結作用（Cementation），以及其他化學性、物理性、或生物之固化作用，但不包括變質作用（Metamorphism）。

### 3.10 變質作用

岩石，在風化或膠結作用所能及之深度以外，因物理狀態或化學狀態（次要）之變化，而引起之礦物上，組織上，或小規模構造上的顯著變化，稱為變質作用（Metamorphism）。物理狀態之變化，主要為溫度或壓力（或兩者）之增高。

一般的大或中型褶皺與斷層皆不包括在變質作用之範圍內，但板岩劈理（Slaty Cleavage）與片理（Schistosity）則皆屬之。

頁岩（Shale）變質為板岩（Slat），砂岩（Sandstone）變質為石英岩（Quartzite），石灰岩（Limestone）變質為大理石（Marble），為最常被用以說明變質作用之顯著變化者。沉積物（泥、沙、石塊等）固化成岩石不算是變質作用；但植物變成煤及煤化之升等算是變質作用。

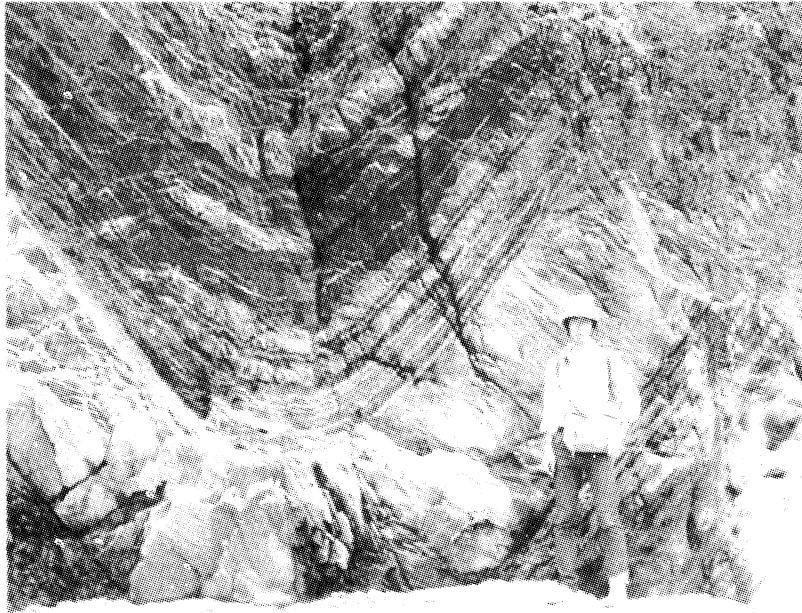
### 3.11 海槽下沉（The Sinking of Trench）

海槽接受大陸搬移而來之沉積物，繼續加厚增重而有下沉之趨勢；但海槽也可能受海洋板塊之推擠而突起，形成「海岸山脈（Coastal Range）」，或者，兩種情況竟同時進行。

### 3.12 熔解（Melting）

海槽若下沉，其下層部份將因接觸岩漿而熔解（變為岩漿）；海洋板塊插入大陸板塊之下，也一樣會被岩漿的高溫所熔解。

熔解之岩漿，可能由所謂的中洋脊或火山活動而出現火山岩（Volcanic Rocks）或火山灰。岩石，可能因風化而成殘留表土（Residual Soils）；因風化、侵蝕、搬運、及沉積而成為運積土（Transported Soils）。土壤，因壓密及成岩作用而成為沉積岩。沉積岩及火成岩，皆可能因變質作用而成為變質岩。各種岩石及土壤，若在海槽處下沉或因海洋板塊之插入大陸板塊之下而熔或岩漿。如此，土壤、岩石及岩漿之循環永久不息；地殼之隆起與削平也永不休止。



圖三a 蘇澳盧山層中一褶皺 (孫荔珍攝)



圖三b 某大規模褶皺—翼層間夾泥之情形 (洪如江攝)

## 四、岩石之褶皺

### 4.1 引言

褶皺，可以是一個動詞，也可以是一個名詞。作為動詞用，褶皺指一種地質作用，使原來平坦的地質構造，例如岩層、片理及劈理等，因變形而彎曲；作為名詞用，褶皺指一種地質構造，其層狀岩石之傾斜度發生反向現象者。圖三 a，示一褶皺之照片。

對於岩石褶皺，我們首先想知道褶皺是如何發生的？褶皺的動力從何而來？看起來相當堅硬的岩石，又如何能彎曲自如？

其次，我們想知道褶皺的幾何形狀，至少，工程師在看到一個褶皺之時，知道各部位的相對關係及稱呼是怎樣的，才知道如何去描述記錄。

第三，我們想知道岩石褶皺後有什麼後果。至於褶皺對工程計劃或工程結構的影響，有待另文討論。

### 4.2 岩石褶皺的成因

#### 4.2.1 構造性褶皺 (Tectonic Folds)

地層，尤其是沉積岩地層，在沉積之時甚至在成岩之後，層理大致是水平的，這種地層受力而彎曲者，稱為一期褶皺 (First Order Folding)；地層褶皺之後，再一期或多次受到褶皺作用者，稱為二期褶皺 (Second Order Folding) 或第某期褶皺。愈多期的褶皺愈年輕。

大規模一期褶皺的動力是平行於地表的壓力，此壓力使地殼彎曲 (Bending) 或挫屈 (Buckling)，通常形成有規則之褶皺系統。大規模之褶皺，其波長可達數公里甚至數百公里。

小規模褶皺 (Minor Folds)，常為第二期或甚期數更多褶皺，多發生於層間滑動，尤其是二堅硬岩層中夾一軟弱岩層時，當此二堅硬岩層發生相對滑動之時，該一軟弱岩層即可能發生拖曳褶皺 (Drag Folds) (圖四)。又變質岩，例如臺灣東部大理石地區小規模褶皺甚多。

剪力褶皺 (Shear Folds)，發生於受正交剪力作用之地層，如圖五所示。

#### 4.2.2 非構造性褶皺 (Non-Tectonic Folds)

重力褶皺 (Gravity Folds)，係由於年青地層 (近乎水平者) 受到外來泥沙、岩石或冰體之重而彎曲。大陸板塊外之海槽，可能因大陸削平作用移

來之泥沙重壓而使其沉積層彎曲。海床坍塌也可能使較低位之沉積層彎曲。

河谷解壓，使河床解除鉛直向壓力，但水平向壓力却不解除，河床下如有較軟弱地層，褶皺伴同隆起而發生，如圖六。

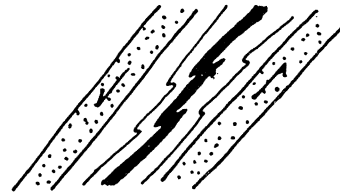
流動褶皺 (Flow Folds)，發生於易變形之地層，因本身材料軟弱或位於溫度較高之深處。

此外，在山側 (Hillside)，如有近乎直立之較軟弱岩層，常可發現此等岩層在坡面附近有彎曲現象，稱為山側潛變 (Hillside Creep)。

### 4.3 岩石褶皺之環境與條件

當我們走近一個 (或一羣) 褶皺，以地質師鐵錘敲打岩石之時，不免懷疑，如此堅硬之岩石，何以會彎曲到這種地步？是不是岩層在褶皺之時，壓力特別大？溫度特別高？以致岩石成為延韌性很大的材料？

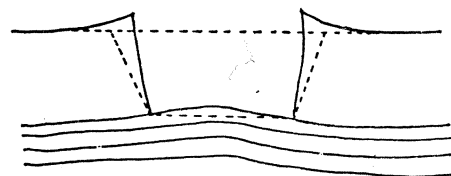
岩層是否易於褶皺，的確與岩石材料的彈性、



圖四 拖曳褶皺



圖五 剪力褶皺



圖六 河谷解壓

脆性、及滯性有關，而這些性質，受壓力及溫度的影響很大。

但是形響岩石褶皺的因素，至少還有：岩層的細長比及時間兩項。

有些中國功夫的特技表演者，常常表演彎鋼筋的本領，但是他們一定用很長的鋼筋而不用短鋼筋。同理，岩層薄而長者，易於彎曲而不折斷。

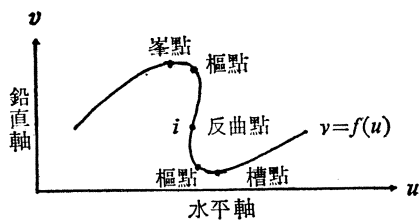
時間也是重要因素之一。岩層之褶皺，是一種極為緩慢之地質作用，而地質時間的效應，恐怕不單純以實驗室內所測定的滯性就可以完全說明的。

因此，岩石褶皺的控制因素，可能包括了下列幾項中的大部份或全部：

1. 褶皺岩層本身的材料性質。
2. 外圍岩石的材料性質。
3. 褶皺岩層之幾何形狀，尤其是其細、長比。
4. 岩層所處之環境，尤其是壓力、溫度，甚至液壓。
5. 時間。
6. 大地應力，尤其指第 2 節所談論的一些隆起動力，有人可能願意把本項歸於第 4 項中之「壓力」。

#### 4.4 褶皺的幾何形狀

4.4.1 褶皺剖面 (Fold Profile) 各重點之名稱：



圖七 褶皺剖面各重點之名稱 (Ramsay, 1967)

圖七，示一褶皺剖面 (Fold Profile)， $u$  為水平軸， $v$  為鉛直軸，峯點 (Crest) 為其最高點，槽點 (Trough) 為其最低點，樞點 (Hinge) 為其正向曲率 (Normal Curvature) 最大之點，反曲點 (Inflexion Point) 之斜率變化率等於零。上述各點，可以公式表示之：

$$\text{峯點} \quad \frac{dv}{du} = 0, \quad \frac{d^2v}{du^2} < 0$$

$$\text{槽點} \quad \frac{dv}{du} = 0, \quad \frac{d^2v}{du^2} > 0$$

$$\text{樞點} \quad c = \frac{d^2v/du^2}{[1+(dv/du)^2]^{3/2}} \text{ 為最大值}$$

$$\text{反曲點} \quad \frac{d^2v}{du^2} = 0$$

在整個褶皺面的立體座標中，所有反曲點之連線稱為反曲線 (Line of Infection)。

樞點至反曲點之間的部份，稱為褶皺翼 (Fold Limbs)。

若一褶皺剖面含有多個週期性 (Periodic) 或非週期性 (Non-Periodic) 褶皺波 (Fold waves) 則各反曲點之連線代表了中性面 (Median Surface，或簡寫成 M. S.) 在此一剖面之位置。

一褶皺岩層，必有二大致平行於中性面之包絡面 (Enveloping Surface，或簡寫成 E. S.)。

#### 4.4.2 單一褶皺面之曲度分類

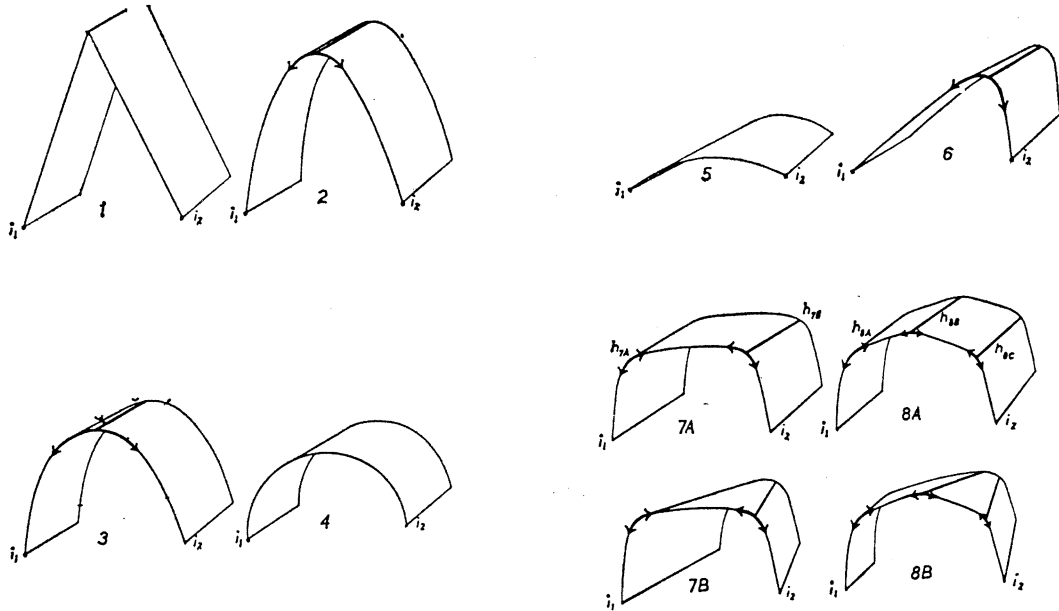
圖八，二反曲點之間所夾之單一褶皺，第 1、2、3 與 6 類為單樞褶皺 (Single Hinge Folds)；第 7 類為二樞褶皺；第 8 類為三樞褶皺；二樞及二樞以上之褶皺通稱多樞褶皺 (Multiple Hinge Folds)；第 4、5 兩類之褶皺面曲率為一定值，亦即為一圓弧，因而無真正之樞點。

二反曲點切線交角之大小，常被用以區分單一褶皺面兩翼之緊閉度 (Degree of Tightness)：

緊閉度	二反曲點切線交角	示意圖形
平緩 (Gentle)	180°~120°	
敞開 (Open)	120°~70°	
相近 (Close)	70°~30°	
緊密 (Tight)	30°~0+	
等斜 (Isoclinal)	0	
縮頸 (Necking)	負值	

#### 4.4.3 單一岩層褶皺之分級 (Types of Fold Classes, Ramsay, 1967)

單一岩層褶皺，包含二褶皺面，即外褶皺面與內褶皺面。Ramsay (1967) 將單一岩層褶皺分為 1A、1B、1C、2、與 3 等五級。第 1 級 (Class 1)，內褶皺面曲率皆大於外褶皺面者；第 2 級 (Class 2)，內、外褶皺面之曲率相等；第 3 級 (Class 3)，內褶皺面曲率皆小於外褶皺面者。第 1 級之中，第 1A 級者，其樞點處厚度小於翼部；第 1B 級



圖八 單一褶皺曲度分類 (Ramsay, 1967)

者，各部位厚度相等，故有稱之為平行褶皺者 (Parallel Folds)；第 1C 級者，樞點處厚度大於翼部。圖九，示單一岩層之分級。

4.4.4 褶皺之規模

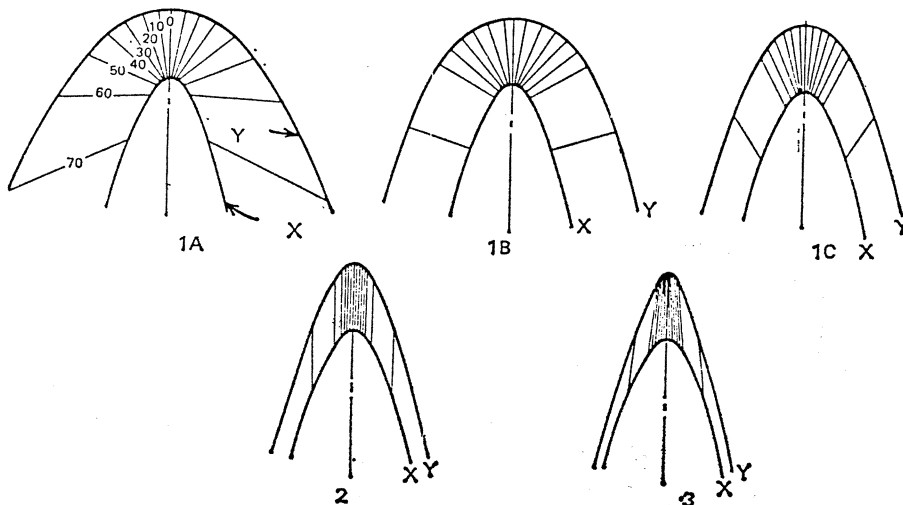
褶皺規模 (Fold Dimension) 通常以褶皺剖面之波長  $W$  及波幅  $A$  表示之。若褶皺剖面之波形不甚對稱或不甚規則，則可以平均波長及平均波幅表示之。

4.4.5 多層褶皺之描述

多層相疊岩石褶皺之後，連接所有樞點之面稱為褶皺之軸面 (Axial Surface 或 Axial Plane，簡寫 AS 或 AP)。

多層褶皺，開口向上者，稱為凹形 (Synform) 褶皺；開口向下者，稱為凸形 (Antiform) 褶皺。凹形及凸形，只論褶皺之外形，不管褶皺之沉積次序。

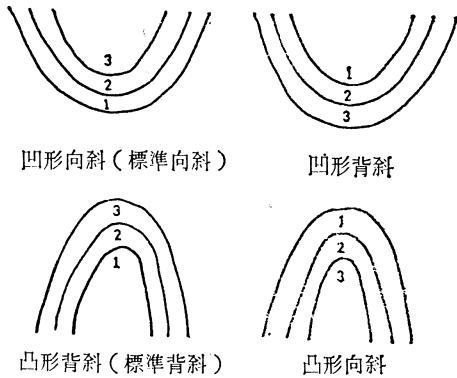
一凹形褶皺，其岩層由下而上之次序，如為由老至新者，稱凹形向斜 (Synform Syncline)；如為



圖九 單一岩層褶皺之分級 (Ramsay, 1967)

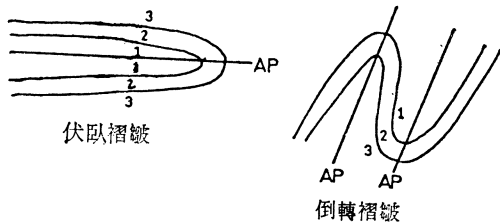


由新至老者，稱為凹形背斜 (Synform Anticline)。一凸形褶皺，其岩層由下而上之次序，如為由老至新者，稱凸形背斜 (Antiform Anticline)；如為由新至老者，稱為凸形向斜 (Antiform Syncline)。圖十為其示意圖。



圖十 向斜與背斜之示意圖 (圖中數字示沉積次序，1 為最老地層，3 為最新地層)

一褶皺，其軸面水平 ( $\pm 10\%$ ) 者，稱為伏臥褶皺 (Recumbent Fold)。凡褶皺，其軸面及翼面之傾角在  $10^\circ$  至  $80^\circ$  之間且傾向相同，稱為倒轉褶皺 (Overtured Fold)。此二褶皺之示意圖如圖十一。



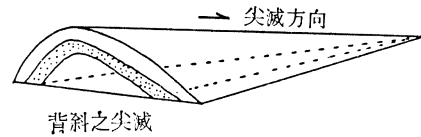
圖十一 伏臥褶皺與倒轉褶皺

一褶皺，其兩翼向某一方逐漸接近，終至閉合者，稱為褶皺之尖滅 (Plunge)，如圖十二所示。

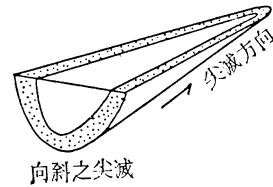
#### 4.5 褶皺對岩石的影響

##### 4.5.1 層間滑動 (Flexural-Slip)

圖十三，三層岩石褶皺之時，若各層之長度無重大變化則必有層間滑動發生。愈接近樞點，滑動量愈小，故少擦痕 (Slickensides)；愈接近反曲點，滑動量愈大，故擦痕也愈發達。由於層間滑動，

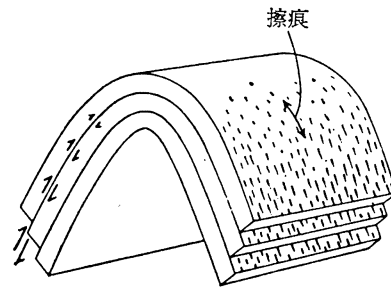


背斜之尖滅



向斜之尖滅

圖十二 褶皺之尖滅



圖十三 褶皺引起之層間滑動 (Ramsay, 1967)

層面可能產生岩石碎屑甚至泥縫 (Seam)。圖三 b，示某大規模褶皺一翼層間夾泥之情形。

##### 4.5.2 產生張裂隙及劈理

圖十四，示一褶皺之逐漸發展，兩翼發生許多張裂隙，並於變形量甚大之時 (C 圖)，產生板岩劈理 (Slaty Cleavage)。

圖十五之照片，示實際褶皺砂岩之層間滑動及張裂隙之情形，黑色部份為層面頁岩或黏土，白色部份為裂隙中所填塞之石英沉澱 (Hills, 1972)。

##### 4.5.3 產生張裂隙、節理

圖十六示一褶皺之逐步發展，在中性面之外，產生張裂隙；在中性面之內，因壓縮變形而產生節理 (Ramsay, 1967)。

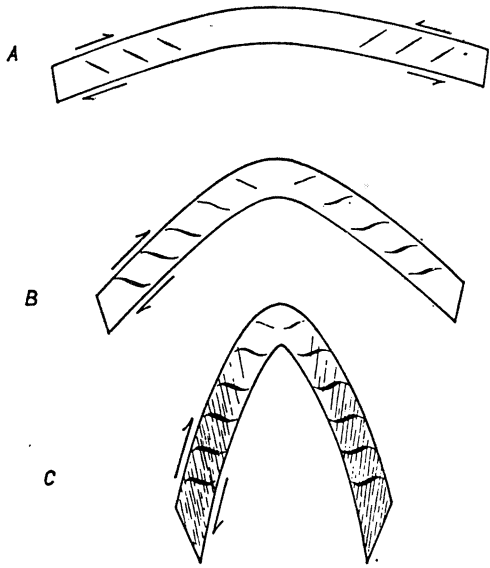
##### 4.5.4 對週圍岩石材料之影響

圖十七，示堅硬岩褶皺對週圍岩石材料之影響，A 示週圍之較軟弱岩石所受之影響；B 示多層堅硬岩石褶皺造成空洞；C 示造成小褶皺及脫頂 (Décollement)；D 示造成小斷層及脫頂。

##### 4.5.5 造成鉛直地壓力之變化：

圖十八，示褶皺造成向斜處地壓力之升高及背

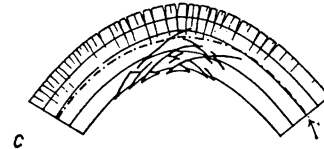
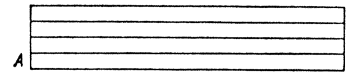
斜下地壓力之下降。 $\gamma z$  為覆土重壓，等於正常之鉛直地壓力， $\gamma$  為岩石材料之單位重， $z$  為深度。 $\sigma_v$  為鉛直地壓力 (Vertical Earth Pressure)。



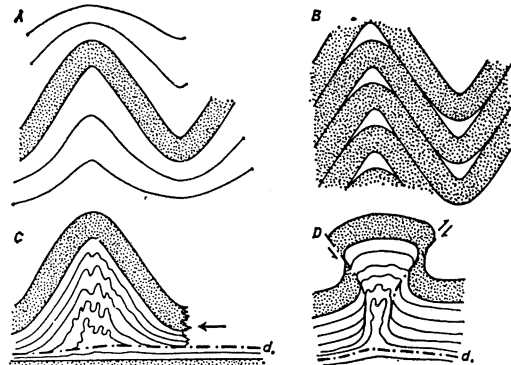
圖十四 褶皺引起張裂隙及劈理 (Ramsay, 1967)



圖十五 褶皺砂岩之層間滑動及張裂隙 (Hills, 1972)

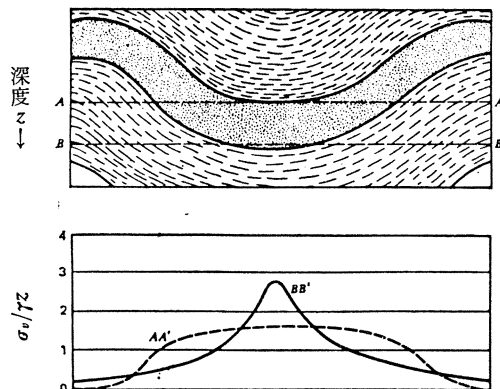


圖十六 褶皺產生張裂隙及節理 (Ramsay, 1967)

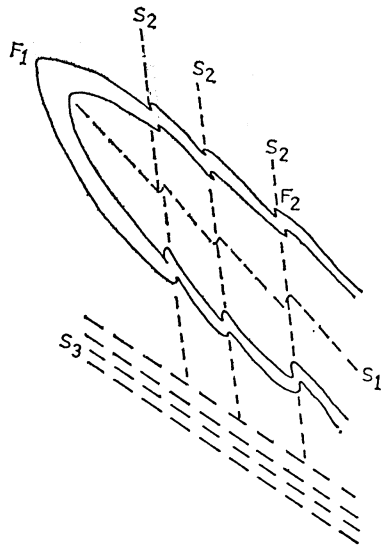


§ 7-81

圖十七 褶皺對週圍岩石材料之影響 (Ramsay, 1967)



圖十八 褶皺造成鉛直地壓力之變化 (Goodman, 1980)



$S_1$  : 第一期褶皺之軸面劈理       $F_1$  : 第一期褶皺  
 $S_2$  : 第二期褶皺之軸面劈理       $F_2$  : 第二期褶皺  
 $S_3$  : 第三期褶皺之軸面劈理

圖十九 大南澳片岩與變質作用同時的褶皺作用之相關位置圖 (孫荔珍先生地質調查)

### 五、褶皺之實例

我國臺灣地區之地質作用強烈，褶皺之數量亦多。圖十九，示花蓮地區大南澳片岩之變質作用與褶皺作用同時發生之相關位置圖。

### 參 考 文 獻

ANDERSON, Don L. (1971) "The San Andreas Fault", *Scientific American*, Nov. 1971.  
 BROWN, E. T. and HOEK, E. (1978) "Trends in Relationships between Measured In-Situ Stresses and Depth", *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, vol. 15, no. 4, pp. 211-215.  
 GOODMAN, R. E. (1980) *Introduction to Rock Mechanics*, John Wiley, N. Y., p. 100.  
 HILLS, E. S. (1972) *Elements of Structural Geology*, 2nd Ed., Science Paperbacks, p. 235.  
 RAMSAY, J. G. (1967) *Folding and Fracturing of Rocks*, McGraw-Hill, N. Y., Chapt. 7.

勘誤：第4期 技術講座 肆、岩體中之弱面(洪如江撰)一文，經發現有排印錯誤多處，敬請查察。

頁	欄	行	誤	正
111	左	倒九	Poliation	Foliation
112	右	倒七	(1)正常層	(1)正斷層
116	左	十五	線括續性	線持續性
116	右	倒八	微起伏角 $i_1$	微起伏角 $i_2$
118	左	倒六、倒五	10 m 在中	在 10 m 中
118	左	倒四	5 m 在中	在 5 m 中