

# 普通地质学

孙毓编著

550

Ls 96.

# 普通地質學

孫 鼐 編 著

商務印書館印行

## 例 言

一、本書可供大學地質學之教科書或參考書。而一般有志研究地質者，或其工作與地質有關者，亦宜手執一編，以爲其學業或執業之助。

二、本書教材，理論之外，尤重實例。而實例之選擇，則以本國所得之材料爲主。其爲本國所無或猶未發見者，則以他國之標準適例說明之。

三、本書所用專門名詞、地質、及岩石方面，悉照董常氏所著地質名詞輯要。至礦物方面，則照教育部編輯之礦物學名詞，以昭劃一。

四、本書所附之圖，原有二百餘幅，惟因戰時印刷困難，不得不力求減少，俟將來再版時補入。

五、本書底稿，乃著者授課之講義，歷用數年。惟以地質學一課目，教育部既定爲大學一年級必修自然科學之一，然坊間並無適當之課本，是以不揣譾陋，將原稿稍加修正，貢諸國人。但編輯時間，萬分局促，其中遺漏錯誤，在所難免，尙希專家及讀者，加以匡正。

民國三十二年八月孫籍謹識於中大。

## 目次

第一章	緒論	1
第二章	太陽系中之地球	6
第三章	地殼之成分	16
甲、	礦物	16
乙、	岩石	34
第四章	火山及地震	68
甲、	地殼之變動	68
乙、	火山	68
丙、	地震	78
丁、	地殼運動	85
第五章	潛水	88
第六章	大氣之作用	95
第七章	河流之作用	106
第八章	湖	130
第九章	海洋	137
第十章	冰雪及其作用	154
第十一章	生物之地質作用	163
第十二章	地層之構造	171
第十三章	礦床概論	186
第十四章	山脈之生成及其構成史	203
第十五章	地球之歷史	213
「附一」	普通造岩礦物性質表	223

---

「附二」 中國各地地層時代比較表.....	228
索引.....	231

# 普通地質學

## 第一章 緒論

(1) 定義——地質學英文名為 Geology，乃由希臘字 Geologia 演繹而來，Geo 為地之意，而 logia 乃科學之謂。是以地質學乃研究地球之科學也。換言之，地質學係研究地球之生成、組織、變遷、以及地球上一切生物進化之科學。

◦(2) 範圍及分門——依上述之定義，可知地質學為以地球為研究對象之科學，然因近代科學，研究愈精，分科亦愈細。如氣象學及水文學，已獨立自成科學，故地質學研究之範圍，僅為地球之固體部分，其空間包括自地面至地心，一切物質之種類、分配、組合及變化等之現象，其時間即自地球之生成開始，至現在為止，因時間之悠長，空間之廣大，故地質學本身之分門，亦甚繁雜。茲分述如下：

◦(一) 構造地質學 (Structural Geology) ——為研究組成地殼之物質，及其相互組合之情形，此又可分為：

◦ 1. 礦物學 (Minerology) ——研究礦物之生成、種類、成分及其性質。

◦ 2. 岩石學 (Petrology) ——研究組成地殼之岩石之性質成分及其相互之關係。

3. 構造地質學——研究岩石之排列及其變化。

○(二)動力地質學 (Dynamic Geology) ——乃研究地面上及地殼內一切動力之自然現象，及其對於地球表面所生之影響，因動力之來源不同，又可分為內動力及外動力兩種：

○1. 內動力 (Endogenic Agencies) ——包括火山學 (Volcanology) 及地震學 (Seismology)。

○2. 外動力 (Exogenic Agencies) ——包括氣象學 (Meteorology) 水文學 (Hydrology)，地文學 (Physiography) 及海洋學 (Oceanography)。

○(三)地史學 (Historical Geology) ——乃從地表所顯露之地層，及其所含古代生物之遺骸，以推究地球經過之歷史，此又可分為：

○1. 地原學 (Geogeny) ——研究地球之起原，及其與太陽之關係。

○2) 古生物學 (Palaeontology) ——乃根據地層中所含之古代生物之遺骸，以研究古代生物之種類，分佈及其演化。

○3. 地層學 (Stratigraphy) ——研究地層之產生，性質及其分佈。

○4. 古地理學 (Palaeogeography) ——研究古代山川演變之情形。

○(四)礦床學 (Ore deposits) ——乃從地質學上所得之原理及方法，用以開採天然之富源，如金、銀、銅、鐵、煤及石油等，而為人類謀幸福之科學。

○(五)應用地質學 (Applied Geology) ——以地質學之原理及方法，應用於其他方面，視其應用目的之不同，而有相異

之名稱，如工程地質學、農林地質學及軍事地質學等。

(3) 特點及研究方法：

(一) 地質學之特點：

1. 地質學為地方性之科學——地質學所研究之範圍及區域，皆甚廣大，地質學者往往顧此失彼，頗難將所有區域完全顧到，故地質學係有地方性的，惟地質上各種不同之現象，係受同一原則所支配，因此吾人明瞭其原則，即可解決一切，亦為研究地質者之一捷徑也。

2. 地質學為最不科學之科學——地質學因發達較晚，故研究之程度，若與物理及化學等自然科學相較，可以稱為不科學之科學，例如有兩地層，在上者因有古代生物之遺骸，可以推究其為何時代之產物；而位於其下之地層，設無古代生物之遺骸發見，則不易確定其時代為何，僅知其較上者為古耳。

3. 地質現象為變化不定者——地球本身在不斷的運動，而地表及地內因受動力之作用，不停的變化，故地質現象為時時遷易者，所謂『滄海桑田』之說，在地質學上，實為極普遍之現象。

4. 地質變化係具長久時間性者——地球自生成至今，至少有五萬萬年之時間，在此悠長之時間內，地球因內外動力之作用，不斷發生變化，但此等變化甚為緩慢，最早之人類，在人類之記載上，已為最古而時間最長之事，若以地質學之觀點而言，不過係最近之事而已，因此時間二字，在地質學上，與距離之在光學及天文學上之觀念相同。地質變化雖甚緩慢，但所產生之結果，則異常偉大，如美國 Niagara 之大瀑布及我國揚子江之三峽，皆為明證也。



(二)研究之方法——地質學爲新進之科學，乃介於物理與生物二科學間之科學，故需要各先進之科學，如物理、化學及生物等作其輔助。研究地質學，對於事實之觀察，須特別注意，而觀察之對象，則爲大自然界，因地質上之一切現象，絕非實驗室內，所能見到，更非書籍之記載，而能窮其之複雜。是以地質學可以認爲係一種實地觀察之科學，並以無數之事實爲其根據，此種無數事實之智識，乃直接得自於大自然中。

#### (4)地質學之應用

1. 農業方面——農業乃以土壤爲主，因土壤之性質及成分，影響作物甚巨，而土壤之生成，乃岩石風化之結果。因此欲知土壤之一切，必須有豐富之地質智識。他若造林、開墾、挖塘及灌溉等，皆與地質有不可分離之關係也。

2. 工程方面——工程上重要者，如鑿隧道、蓄水、築壩及開採石料等，均須利用地質學爲之幫助，因此種與地層之構造及岩石之性質，皆有密切之關係也。

3. 軍事方面——在軍事上，如砲壘、戰壕、隧道之位置，飲水之供給，及軍用礦產之需要等問題，必須根據地質學之原理，以研究山川地層之構造，石料土壤之性質，潛水面之高低，含水層之分佈及礦床產生之狀況等，始能解決之。至在作戰時，如更有軍事地質圖爲助，則效果甚大。

4. 採礦方面——開採礦產，探礦及採礦人員，必須明瞭礦區所在地之地質情形，礦床形狀，儲量多寡，伴生礦物之種類，及礦質之優劣等，故採礦人員若有地質學之智識，對於採礦，有事半功倍之效。

5. 交通方面——鐵路及公路等路線之確定，材料之供給，均與地質有密切之關係。至於沿綫礦產之情形，更與

鐵路及公路之運輸事業，有莫大之影響。

(5) 地質學之發達史——地質思想，發源甚早，考諸我國史乘，在五帝時代，關於礦產及土壤之性質，已有記載，尤以禹貢論土壤最詳。及至春秋戰國，地質思想已漸萌芽，如詩經有云，『高岸爲谷，深谷爲陵。』此與風化循環之說，已漸相符。唐時顏真卿作麻姑仙壇記，中有『海中揚塵，東海三爲桑田』一語，又朱子語錄，言化石生成之理，尤爲詳盡，是以地質學在我國之歷史，實較歐美爲早。歐洲當希臘羅馬時代，哲學甚爲發達，而於地質學理，亦多所發明，惟地質學之成爲獨立科學，乃始於十八世紀最後之二十五年。Whewell 氏稱以前爲地質學之稗史時代，因以前所謂地質學，類多記載事實，而其觀察與解釋，又常與淺陋荒謬之假定，相混故也。自 1790—1820 年間，是爲地質學之偉大時代，在此時期中，因 Werner, Hutton 及 W. Smith 諸氏之貢獻，而成爲真正之科學。又如 Lamarck 及 Cuvier 諸氏之努力，基礎更趨穩固。及至十九世紀以後，研究者更多，各國且設地質調查所，專司研究。各大學亦列地質學爲專門科系，於是其發達大有一日千里之勢。我國自民國初年，由科學界先進，章鴻釗、丁文江、及翁文灝諸氏之提倡，創立地質訓練班於北平，廣育人材，並設地質調查所。其後各大學亦相繼增設專系，中央研究院亦設立地質研究所，各省如湖南、廣東、河南、江西、四川、福建及西康等，先後成立地質調查所。近數年來，因人才倍出，調查區域較廣，進步較速，故地質學在我國之成爲科學，歷史雖短，但其進步之速，實駕乎其他科學之上也。

## 第二章 太陽系中之地球

(1) 太陽系之意義——太陽周圍無數之星球，均以之而旋轉循環者，其所成之星羣，稱爲太陽系 (Solar System)。其所屬之九大行星爲：水星 (Mercury)，金星 (Venus)，地球 (Earth)，火星 (Mars)，木星 (Jupiter)，土星 (Saturn)，天王星 (Uranus)，海王星 (Neptune)，及冥王星 (Pluto)。木星最大，水星最小，水星金星因在地球之軌道以內，故稱爲內行星 (Interior Planets)。至火星、木星、土星、天王星、海王星及冥王星，則在軌道以外，是爲外行星 (Superior Planets)。火星與木星之間，有小行星約八百餘，稱爲小行星 (Planetoid)。至旋轉於行星周圍之衛星，除水星與金星外，地球一，火星二，木星九。土星十，天王星四，海王星一，冥王星一月球即地球之衛星是也。

宇宙間之星塵，其受其他天體（或地球），引力之吸引，與空氣摩擦而發光下墮者，稱爲流星 (Shooting Stars)。大多在空中燃燒殆盡，而成瓦斯體；其燃燒未盡，而落於地上者，稱爲隕石 (Meteors)。太陽系中此外尚有彗星 (Comet)，故太陽系乃由下列之天體，集合而成：

1. 太陽 (Sun)——太陽系之中心體。
2. 九大行星 (Planets)——以太陽爲中心而旋轉循環者。
3. 小行星——爲數約八百。
4. 衛星 (Satellites)——以行星爲主，而旋轉於其周

圍者。

### 5. 彗星及流星。

(2) 太陽系之生成——宇宙以古代相傳之神話，多主創造之說，我國僅謂混沌初開，乾坤始奠，上浮爲天，下凝爲地。西人則謂創造三光；皆由上帝，渺不可稽。至十七世紀末葉，始漸有科學之根據，其中最重要者有三。茲分述如下：

1. 星雲說 (Nebular Hypothesis) —— 德國哲學家 I. Kant 氏在 1755 年，發表星雲說之哲學理想。至 1796 年法國數學家 Laplace 發表太陽系之成因，謂太陽系構成之物質，在初時乃高溫之氣體，即星雲是也。全塊依照現在各行星之公轉方向而旋轉者，後以輻射關係，次第冷卻，次第收縮，但因迴轉運動量不變之故，而回轉速度遂增。其速度如達到星雲之赤道部重力與離心力不能平衡時，赤道之外部，即向外拋出，而成無數之環狀之輪，其後輪復分裂，而成凝縮塊，即行星也。行星冷卻之後，復因同樣原因而生輪環，其後即生成衛星，最後殘留之偉大中央塊，是即今日之太陽。此學說在十九世紀末葉以前，信者甚多，然其缺點不少，如 (1) 自力學上言之，瓦斯輪之生成實不可能，至間歇之生成，更不可能。(2) 若輪能生成，至凝結而成行星，實爲理想上不可能之事。(3) 由此學說而言，衛星之運行方向，當與太陽之自轉方向相同，但木星之第八第九衛星，土星之第九衛星，海王星之衛星，皆爲相反之方向。(4) 自 Laplace 氏之學說言之，衛星之公轉週期，必較其所屬行星之自轉週期爲長，但火星之衛星名 Phobos 者，其公轉較火星之自轉大三倍，由是言之，更不易說明。

2. 小行星說 (Planetesimal Hypothesis) —— 此爲

1900年，美國 T. C. Chamberlin 及 F. R. Moulton 兩氏所倡。謂構成太陽系之天體，本一恆星，後與他天體接近，遂起極大之吸引作用，結果物質拋出，主體破壞，而成螺旋形 (Spiral form)，物質初迸出時，成尾狀之腕 (arm)，其後相離而冷卻時，則成爲節 (Knot)。此卽行星是也。周圍之火雲，卽成今日之小行星，而中心最大之節，卽成今日之太陽，此說之主點，爲小行星之存在，故稱之爲小行星說。此說對於太陽系之起原，似較星雲說爲合理，但其中亦有缺點。

3. 進化說 (Evolution theory)——此爲 1917 年英國天文學家 J. H. Jeans 氏所創。謂古太陽爲一恆星，亦主古太陽與他天體接近時，因後者之起吸力，前者始生極大之潮汐之分裂現象。此與小行星學說同。但物質拋出時，最初力不大，繼力甚盛，終則衰微，故成葉卷形之拋出物，氏稱之曰絲狀流 (filament)。絲狀流之中央部，極膨大，開端次第縮小，此種拋出之瓦斯體因末端過細，失熱亦早，中央之粗大部分，熱之保持易，故支持瓦斯體亦較久。其中央之塊，乃爲土星木星之祖先，地球者卽末端之行星，因失熱而固體化者。不但如此，太陽所受吸力之分離作用愈小時，則生成之行星，亦愈近液體，而衛星數亦愈少。又因上述放熱難易之不同，行星生成時，有全爲瓦斯狀者，有全爲液體狀者，前者衛星多，後者衛星少，竟至於零。故今日之太陽系中，土星木星周圍之衛星最多。除火星兩個地球一個外，金星水星，均無衛星存在。至外側天王星有衛星四，海王星一，由是言之，水星與金星生成時，爲液體或固體，地球與海王星爲一部液體與一部瓦斯體而成。至火星以迄天王星，則全屬瓦斯體也。此說謂太陽系之生成，乃由吸引及大瓦斯塊進

化而成者，故稱之爲進化說。

(3) 地球之形狀及其大小——地球之形狀，人智未開時，無不以地爲平者，我國古時天圓地方之語，卽其明證。其後由月蝕而見地球圓形之影，航海而知海面彎曲之狀，迨十五世紀以來，哥倫布 (1492) 信球形之說，而發見新大陸，麥哲倫 證球形之說，而環球一週，至是始得證實。地球雖成球形，但因自轉關係，赤道地方，離心力較強，故易膨脹，且多大洋之分佈，兩極較弱，故成水少陸多之地區，故地球事實上卽成長短徑之橢圓形體，橢圓形之短軸，卽爲地球之極對徑 (Polar axis)。長軸卽爲赤道對徑 (Equatorial axis)，地球之大小，至今尙無一精確之數目，歷年學者雖屢有新之數值發表，然常用者爲培氏 1841 標準橢圓球 (Besselian Spheroid of 1841)，克氏 1866 及 1880 年橢圓球 (Clarke's Ellipsoid of 1866 and 1880) 及海氏 1909 年橢圓球 (Hayford's Ellipsoid of 1909)，三種數值之中培氏 發表最早，惟現今採用者不多。克氏 最初應用者爲美國大陸測量局，現仍採用之。海氏 橢圓體係根據美國陸地測量 及地心吸力觀測結果，計算而成，較爲精確，然因發表稍晚，應用尙不廣。茲將三種橢圓體之長短軸之長度列之於下：

	Bessel	Clarke	Hayford
赤道半徑 (a)	6,377,397.2 公里	6,378,208.4 公里	6,378,388 公里
極半徑 (b)	6,356,079.0 公里	6,356,583.8 公里	6,356,900 公里
偏半率 $\left(\frac{a-b}{b}\right)$	$\frac{1}{299.15}$	$\frac{1}{295.1}$	$\frac{1}{296.96}$

(4) 地球內外之各圈——地球有圈凡三，卽氣圈水圈岩

石圈是也。氣圈 (Atmosphere) 者包圍地球體外之大氣帶也，大部爲空氣所成，自地表以至上層，空氣以次稀薄，其最高之限，據光線屈折之理與流星之位置，以推算之，約及 300 公里。其成分爲氮佔 78.1%，氧佔 21%，氫、氦、氬等稀有氣質佔 0.9%，碳酸氣佔 0.03%，水氣亦屬重要份子，然其分佈，係隨時隨地而易。他如塵沙及蕩漾空中之物，皆爲含於氣界之雜質，而不能稱爲成分也。氣界約佔全地球之一百二十萬分之一，凡地表低窪處儲水之部分如江湖海洋，則屬水圈 (Hydrosphere)，約佔地球表面  $\frac{17}{100}$ ；若地球之表面爲絕對之渾圓形，則全球將成深約二哩許之海洋。因地面起伏不平，故水皆匯積於低地。海洋之表面面積，約有 143,259,300 方哩，然實地海洋盆地僅 133,000,000 方哩，故海水浸佔陸地邊緣約有 10,000,000 方哩。各種岩石所構成之地殼等，則稱之爲岩石圈 (Lithosphere)。岩石圈下，幾無直接觀察之方法，故學者每根據種種自然現象而假定有種種之帶圈存在。當火山噴發時，常有溫度極高之鎔岩迸出，故主張在岩石圈下，必有一火圈 (Pyrosphere) 之理想帶域存在。此帶地熱甚高，其溫度常在鎔點上，但因上層之壓力關係，每成固體狀態，火圈之下。地球之核心部分，必有一中心圈 (Centrosphere) 存在。自美國 Clarke 氏之研究而言，地表附近岩石之比重，如花崗岩爲 2.64，閃長岩爲 2.85，玄武岩爲 3.05，砂岩爲 2.64，石灰岩爲 2.69，及頁岩爲 2.30 等，其各岩石之平均比重爲 2.70。但地球全體之比重，則爲 5.50，相差甚鉅，是知地球表面，均屬比重較小之石質。苟內部無比重甚重之物質，如鐵鎳等之金屬質者，決不能得此數，故中心圈之密度，較地殼之平均密

爲大，此密度較大之部分，名之爲重圈 (Barysphere)。

(5) 地熱——地球自地殼以下，入地愈深，溫度愈高，每於礦山之坑井隧道中能實驗而知之，大抵每下降 33 公尺，即上升攝氏一度，此稱爲地下增溫率 (Geothermal Gradient)。今自實驗之結果言之，德國 Silesia 之深井，深 7392 呎，每 106 呎增攝氏一度；美國 Michigan 之坑井，深 4939 呎，每 125 呎增攝氏一度；澳洲 Bendigo 之坑井，深 3645 呎，每 80 呎，增加攝氏一度；東京帝國大學 深井，深 1191 呎，每深 132 呎，增加攝氏一度，大約每深百呎 (約 30 公尺)，即增攝氏一度，以此比例言之，地表下約三千公尺處，即達百度之沸點。地球半徑爲 6,378 公里，則地心溫度，必高至二十一萬度左右。但據東京帝國大學 深井之實驗言之，上部之增溫率，爲每 34 公尺增攝氏一度。下部之增溫率，爲每 45 公尺增高一度，是近地表處之增溫率較大，而愈至深處，則漸漸減少，故 Gutenberg 氏 (1925 年) 謂地球核心部分之溫度，在  $8000^{\circ}\text{C}$  以內，亦非全無根據者也。更自 R. A. Daly 氏之意見言之，其適用表面之增溫率者，僅至地表下 40 公里爲止，至 1000 公里之深處，其地下溫度，僅爲攝氏  $1575^{\circ}$ — $1950^{\circ}$  也。

(6) 地球內部之構造——地球最外一層爲 Sial 殼，平均厚度不足 40 公里，或 25 哩。地球之半徑約爲 6,378 公里。

故約爲  $\frac{1}{160}$  將其縮小之，即直徑爲 320 mm. Sial 殼爲

1mm. 其中  $\frac{6}{7}$  (約 0.86 mm.) 係浸於下部之 Sima 層中，

僅  $\frac{1}{7}$  (約 0.14 mm.) 在 Sima 面以上。

地球可分爲若干同心狀之圓圈，自內向外，密度漸漸減



低，此由地震儀上之震波傳遞記錄可知。其最內者為 Nife 球，所含者以重金屬為主，尤以鎳 (Ni) 及鐵 (Fe) 為多，或尚有甚多之金 (Au)。此球之直徑約 7,000 公里，其比重為 10.5—12.5。此層之外則圍以 Pallassite 帶 (Pallasso 球)，厚 1,700 公里。成分中和，密度約為 5—6.5。再外即為 Sima 球 (主要原素為 Si 及 Mg)，厚 1,200 公里，比重為 3.1 至 4.75，前者為結晶質之 Sima (例如玄武岩)，而後者為較厚玻璃質之 Sima。溫度約在 1,400° 以上。Sial 球之物質原厚 30 公里，成一連續之殼，覆於 Sima 球之上，比重自 2.75—2.90。花崗岩或片麻岩可以作為代表(圖 1)。連續 Sial 球之外，則被一連續水界所包圍。平均深度為 2.64 公里 (8,600 呎)，環繞此層者，即為一連續之氣界矣。

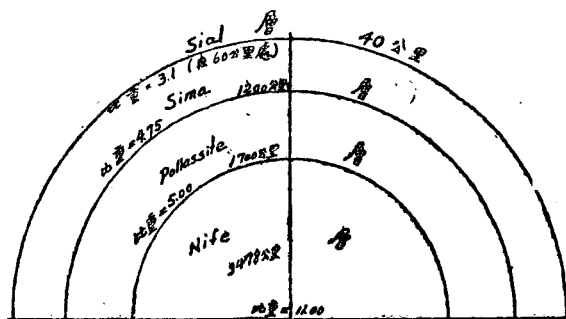


圖 1 示地球之各層

(7) 地球內部之狀態——地球內部之狀態，總括而言，約有下述三項：——

- (a) 地球內部之物質，其愈近地心，而其密度亦愈大。
- (b) 地球內部之溫度，以地心附近為最高，自地下增溫

率言之，其近表處爲最大，內部則逐漸減小。

(c) 地球內部之物質，以強大之壓力故，其所有剛性 (Rigidity)，幾較鋼鐵有過之，今於地震波之傳播，可想像而得之，但 Sima 帶之一部，則衆認爲多少帶有流動性者。至論其體性，則有下列諸學說：

1. 固體說——此乃英地質學家 C. Lyell 氏所主張，略謂地下雖爲高溫，然以高壓故，物質不致液化，仍保持固體狀態。火山噴出之岩漿，蓋因迸出物質由地殼裂縫上升，壓力逐漸減少，遂液化而迸出於地表者也。G. Darwin 氏並謂地球內部，若爲液體，則於日月引力所生之潮汐作用時，地球必破壞無疑，今無此現象，是表示地球內部固體之剛體。

2. 液體說——自地熱之增加比例言之，地表下六十哩處，無論何種物質，皆必鎔化爲液體，各火山噴出之熔岩，卽爲明證。

3. 中間液體說——德國 Rittel 氏謂地球中心，既因高壓而成固體，其近表面部分，因溫度大減，壓力減小，亦爲固體，其兩固體間之部分，既無高大之壓力，不能變成固體，是卽以地心地表爲固體，而其中間部分，則有流動性之存在，火山破裂及地層褶曲等作用，均由液體層之收縮凝固作用而發生者也。

4. 氣體說——此爲瑞士 Arrhaenius 氏所創。略謂凡地上之物質，至地表下 380 公里處，卽達臨界溫度 (Critical temperature)，故地表下在臨界溫度外之地球內部物質，俱成氣體。然此種氣體具有特別性質，係由融解各種物質而成者。壓力既大，故其質密而重，卽投以金銀，亦能浮

於其面。但氣體張力大，反撥力亦強，故一遇地殼有空隙時，即發揮其本性而爆發也。

5. 鐳說——鐳說雖亦屬固體說，但謂地球內部之熱，是由地殼內所含之放射性(Radioactivity)，原素而致然者，地殼每一立方公分中含鐳質(Radium)約為十萬億分之2.6公分時，已足保持其現有之地熱。實際地殼之所含者，為一萬億分之八公分，較之上述，約大三倍強，是知地殼中所含之鐳質。地球各部決不均一，換言之，僅限於地表部分，約在地表下36—54哩處，自此而下，其溫度常在1600°c。上下，即近地心部分，亦無大差異。故地球內部，實為不含鐳質之固體而成者，此Strutt氏之說也。

(8)地球之外形——地球之表面，約有197百萬方哩，其中71%為連通之水界所覆蓋，即以太平洋而言，約佔地表之半，深度平均14,000呎，大陸則佔29%，如亞洲、歐洲、非洲、澳洲、南美及北美兩洲，皆為在海平面以上之大陸塊，其沒於水中之邊緣部分，稱為大陸斜坡(Continental shelves)，向海洋作平緩之傾斜，約至深達600呎處，即變陡峻，以迄極深之部，海洋之容積如此之大。若球面係平面而無起伏，則全部必均為水淹沒，且深達8,600呎。

深海盆地之最深部分，並非海洋之中心，而係在某狹長之槽形地，此即稱為深淵(Deep)。此種深淵常排列於外圍，如太平洋及印度洋之四邊是也。深淵之地位，其所以近於大陸塊者，乃因此種深淵係生成於近代，尚未被來自大陸之侵蝕成之物質所填充，同時深淵常位於地震帶上，更為此假說之有力證明。

海洋底部之地形，尚不十分清楚，惟大西洋方面，因曾經

測量，已可稍知大概，尤以德國氣象遠征隊，最近之工作，更有進步。經其測量之結果，發現大西洋海底之地形，有相當之起伏，此或係造山運動之結果，由此可知大西洋與太平洋之情形，實不相同。最近據地震之證明，表示兩洋底部之構造，全不相同。

大陸平均高出海平面均有 2,300 呎，北美平均高出 2,300 呎，歐洲平均高出 940 呎，亞洲平均高出 3,200 呎，最高之地為喜馬拉雅山之 Mount Everest，高出約 29,000 呎(=8840 公尺)。海洋之最深者，在菲律賓羣島之東，約為 35,416 呎(=10480 公尺)，此兩者之差，為 64,000 呎或 12 哩，數目雖甚大，然若與 7,900 哩之地球直徑相比較，其最大之突起，仍極渺小也。

### 第三章 地殼之成分

#### 甲、礦物 (Minerals)

(1) 地殼之化學成分——地殼為各種岩石所組成，岩石為一種或數種礦物之集合體，而礦物又為各種原素之化合物。故欲知地殼之化學成分，必須先求岩石之平均成分。此兩種雖不盡全然相同，然亦可略知其梗概。地殼之平均岩石成分，據 Clarke 氏根據分析之計算，其結果為：

氧.....46.71	鈉..... 2.75	磷..... 0.13
矽.....27.69	鉀..... 2.58	碳..... 0.09
鋁..... 8.07	鎂..... 2.08	氮..... 0.04
鐵..... 5.05	鈦..... 0.62	其他..... 0.35
鈣..... 3.65	氫..... 0.14	
		△
		合計.....100.00

上表中以首八種原素，在地質上佔重要之位置。氧幾佔其中之半，矽次之，約佔四分之一，鋁又次之，再次為五種金屬，其次序為鐵、鈣、鈉、鉀及鎂。自然界中之原素，有為單體者，如氧、硫、金、銀等。有成化合物者，如氧化物、碳酸鹽及矽酸鹽等。

(2) 礦物之定義及其種類——礦物者乃天然之無機物質，有均一性 (Homogeneous) 及一定之化學成分。礦物之種類甚多，據今日所知，約有千種以上。礦物依其化學成分之不同，可大別為三種：即酸類、鹽基類及鹽類是也。非金屬原質之氧化物或氫氧化物，稱為酸類 (acidic)，金屬原質之氧化物

或氫氧化物，稱爲鹽基類 (Basic)，酸與鹽基類相化合，互相中和，則稱鹽類 (Salt)。大部分礦物，皆屬鹽類，其屬酸類者，以石英爲最普通，屬鹽基類者如磁鐵礦等是也。鹽類礦物甚多，凡鹽類中有  $(\text{SiO}_2)$  分子者，稱爲矽酸鹽，如長石雲母角閃石輝石等，爲造成岩石之重要礦物，故又稱爲造岩礦物 (Rock-forming Minerals)。

(3) 礦物之鑑定——辨別礦物之方法，不外乎二端，卽化學與物理性質是也。蓋礦物之種類雖多，然皆必有其特殊之性質。若非同種礦物，絕不能具有同一之化學性質，及各種物理性質也。考驗礦物之化學性質，應用之法，自不外化學分析及用吹管鑑定，惟此種既需相當設備，且費時間，故不如物理性質之爲便捷也。

(4) 礦物之物理性質——礦物之形態、顏色、光澤、硬度及比重等，爲其物理性質，乃鑑定礦物之重要方法。茲依次略述於下：——

1. 形態 (Habit) ——礦物之形態，分結晶與非結晶二種，凡結晶之礦物，在適當情形下，四圍可有平滑之晶面爲界，稱爲晶體。至於晶體形式恆有一定，故詳察其晶形，雖不能確知其爲何種礦物，然常可藉此以爲鑑定之助。通常以晶軸\* (Crystallographic Axes) 相互之關係，而分礦物晶體爲六系。茲列其名稱如下：

\* 晶軸者爲貫通晶體中心之直線，然此直線非晶體中實有之線，乃純由想像而設者。每一晶體，尋常多具三軸，惟六方系之晶體具有四軸，各軸皆以符號記明，以示分別。如第一軸爲 a-a，其地位係自前而後；第二軸爲 b-b，自右而左；第三軸 c-c 爲垂直，卽由上而下也。至其中之正負符號，則專表示各軸對於中心之地位。

(a) 等軸晶系 (Isometric System) —— 具有等長之三晶軸，互相正交，如方鉛礦，磁鐵礦等是也。

(b) 正方晶系 (Tetragonal System) —— 具三晶軸，互相正交，兩橫軸  $a_1$  及  $a_2$  其長相等。豎軸  $c$  不與橫軸相等，或長或短，如黃銅礦及金紅石等是也。

(c) 六方晶系 (Hexagonal System) —— 具有四軸，其中三軸為橫軸， $a_1$ ,  $a_2$ ,  $a_3$  其長相等，彼此成  $60^\circ$  之角，其豎軸  $c$  與橫軸不等長，而均相交成直角，如石英及方解石等是也。

(d) 斜方晶系 (Orthorhombic System) —— 具有三軸， $a$ ,  $b$ ,  $c$ . 均互成直角相交，惟其長度均不相等。如橄欖石及紅柱石等是也。

(e) 單斜晶系 (Monoclinic System) —— 具有不等長之三軸， $a$ ,  $b$ ,  $c$ . 其中  $b$  軸與其他二軸皆成正交，而  $a$  軸與  $c$  軸相交成斜角  $\beta$ ，如正長石及石膏等是也。

(f) 三斜晶系 (Triclinic System) —— 具有不等長三軸  $a$ ,  $b$ ,  $c$ . 彼此相交，互成斜角， $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ . 如斜長石及藍晶石等是也。

✓ 2. 結構 (Structure) —— 礦物之結構者，乃表示礦物外表之形狀，其重要者，有下列數種：

(a) 粒狀 (Granular) —— 為相似大小之結晶小粒構成之塊，如大理岩。

(b) 密緻狀 (Compact) —— 為均勻細小之點構成之塊，甚為堅實如赤鐵礦。

(c) 土狀 (Earthy) —— 為均勻細小之點構成之塊，質地疎鬆如高嶺土。

✓(d)塊狀(Massive)——成不規則之體塊者如石英。

✓(e)柱狀(Columnar)——成平行或近似平行之柱狀者如角閃石。

✓(f)纖維狀(Fibrous)——由極細之柱體組成，狀如木纖維者如蛇紋石。

✓(g)葉片狀(Foliated)——易於裂成薄片者如滑石。

(h)雲母狀(Micaceous)——易於分裂成極薄之頁者如雲母。

(i)放射狀(Radiated)——此與纖維狀及柱狀同，惟各柱體，羣向一點會合，宛如光線四射，如鈉沸石。

✓(j)針狀(Acicular)——礦物呈細長之針狀者，如極細則稱為絲狀(Filiform)。

(k)腎狀及乳房狀(Reniform or Mammillary)——塊狀礦物，外面圓而光滑，形如腎狀或乳房狀者如赤鐵礦。

✓(l)板狀(Tabular)——礦物呈扁平之板狀體者，如正長石。

(m)葡萄狀(Botryoidal)——為若干球狀之集合體形如葡萄狀者，如菱鋅礦。

✓(n)鐘乳狀(Stalactitic)——形如簷冰者如石灰岩洞中之鐘乳石。

3. 解理(Cleavage)——凡結晶物質，擊破之，常依一定方向裂開，其裂面光滑，一如天然之晶面，此種易於分裂之性質，謂之解理，如雲母能裂開成片狀，方鉛礦能裂成立方體，方解石能裂成菱面體，因其形狀不同，故可為鑑別之資。解理面之整齊者稱為完全(Perfect)，反之則稱為不完



歪 (Imperfect)。其解理紋清楚者稱爲清楚 (Distinct)。

4. 斷口 (Fracture)——礦物擊破後，其不依一定方向裂開者，稱爲斷口，以其斷面形狀之不同，可分爲下列數種：

(a) 貝狀 (Conchoidal)——成圓滑之曲面，形如貝殼如黑曜石。

(b) 平坦狀 (Even)——面較平整者。

(c) 參差狀 (Uneven)——斷面粗糙者。

(d) 鋸齒狀 (Hackly)——斷處形如鋸齒者，如自然銅折斷之狀。

(e) 多片狀 (Splintery)——凡礦物破碎後，成細片狀者皆屬之。

(f) 土狀 (Earthy)——斷口呈土狀者。

5. 硬度 (Hardness)——礦物對於外界之抵抗力，謂之硬度，其大小之比較，則稱硬度，礦物硬度之強弱，可由比較而知之，譬如以兩物體互相刻劃，凡劃有傷痕者，即爲較軟之物亦即硬度較低者也。摩斯 (Mohs) 氏曾規定一種考驗礦物硬度之標準，謂之硬度計 (Hardness Scale)，以資比較，其最軟者爲滑石，定爲一度，最硬者爲金剛石，定爲十度\*，而界於極軟與極硬之間者，則選擇硬度不同之礦物，依次分配之。茲將其列之如下：

- |                  |                  |
|------------------|------------------|
| 1. 滑石 (Talc)     | 2. 石膏 (Gypsum)   |
| 3. 方解石 (Calcite) | 4. 氟石 (Fluorite) |

硬度計乃示硬度大小之順序，比較礦物之剛柔，而非數理之測定。是以方解石爲三度，滑石爲一度，並非方解石之硬度爲滑石之三倍也。

5. 磷灰石 (Apatite)      6. 正長石 (Orthoclase)  
7. 石英 (Quartz)        8. 黃晶 (Topaz)  
9. 鋼石 (Corundum)    10. 金剛石 (Diamond)

尋常鑑定硬度時，如無以上之摩氏硬度計，可用普通之物相比較，亦可略得大概。最常用之物，一為小刀，其硬度約為5.5，一為銅幣，其硬度約為3.5，一為指甲，其硬度約為2。當考驗礦物之硬度時，以兩種不同硬度之礦物，互相磨擦，則礦物面上必有遺留之痕跡，此種痕跡，必須辨明是為傷痕，抑為銼下之粉屑。蓋以較硬者之稜尖刻劃於軟者之面，則面上之痕跡，必為傷痕，而以較軟者之稜尖刻傷於硬者之面，則面上之痕跡，必為較軟者銼下之粉屑也。

6. 顏色 (Color)——顏色者，即礦物表面之色，此亦為礦物物理性質之重要者。惟礦物之顏色，固與其成分有關，然所含雜質，亦大有影響，故同一礦物，常具多種顏色，如石英本為無色，常因含有各種金屬原素，存在其中，故呈各種特異之色，例如含鐵為紅色，含錳為紫色，含碳則為煙灰色等是也。此種常稱為他色。至礦物固有之色，則稱為自色。

察看礦物之顏色，乃以未經風化者為準，因礦物久曝露空氣或日光中，往往變色，而與本來之色，全然不同，例如輝銅礦(Chalcocite)本為黑鉛灰色，但經曝露後即變為暗黑色。

7. 條痕 (Streak)——條痕者乃礦物粉末之色，各種礦物之顏色與其粉末之色，常不相同。且同一礦物，顏色有時不同，然其粉末之色，恆有一定。例如赤鐵礦有為鐵黑色，有為黑紅色，然其條痕則為櫻紅色。察看條痕之法，乃以該礦物之小塊，在一白色毛瓷板上磨擦之，則瓷板上留有條

痕（以3公分長為宜），此即該礦物鏢下之粉末，以其附着於白色之瓷板上，故其色易於辨識也。

8. 光澤 (Luster)——光澤者為礦物表面在反射光線下所呈之現象，可分為下列三種：

(A) 金屬光澤 (Metallic luster)——狀如金屬所呈之光澤，如銅鉛之硫化物等是也。此種多屬於不透明之礦物。

(B) 次金屬光澤 (Sub metallic Luster)——凡深色之礦物，而無充足或顯著之金屬光澤者，稱為次金屬光澤如褐鐵礦等是也。

(C) 非金屬光澤 (Non metallic luster)——具有此種光澤之礦物，其薄稜往往透明，且顏色較淺，此又可分為下列數種：

(a) 玻璃狀 (Vitreous)——如玻璃之光澤，例如石英及長石。

(b) 金剛狀 (Adamantine)——如金剛石之光澤，多有極強之折光率，例如金剛石。

(c) 樹脂狀 (Resinous)——如松脂之光澤，例如閃鋅礦。

(d) 油狀 (Greasy or Oily)——表面似塗有一層油皮然，例如霞石。

(e) 珍珠狀 (Pearly)——如珠母之光澤，例如雲母。

(f) 絹絲狀 (Silky)——如絲狀之光澤，各種纖維狀礦物多有之。

9. 比重 (Specific Gravity)——物質之比重，即其重

量與其等體水之重量相比之數，例如石英之比重為 2.65，即示石英之重量為其等體水重之 2.65 倍也。凡礦物之比重，乃視其化學成分而異，然如有其他雜質存在其中，稍有變更，但大致差異甚少也。鑑定之法，最普通者，係將礦物先在空氣中秤之，然後再於水中秤之，則其所失之重量，即該礦物等體積之水重也。今以  $W_a$  代表礦物在空氣中之重量， $W_w$  代表在水中之重量，則  $W_a - W_w$  即所失之量，比重可以下式求得之。

$$\text{比重} = \frac{W_a}{W_a - W_w}$$

(5) 重要礦物之敘述——造岩礦物之種類甚多，惟較常見而重要者僅數十種而已。茲簡述於下：

✓ 1. 石英 (Quartz) ——  $\text{SiO}_2$

物理性質——屬六方晶系，常成透明之六邊形晶體，普通係成羣而生，有一共同之底，故普通僅結晶之上端，顯而可見。在結晶柱面上，有平行之橫條線，是為特點。然在岩石中則為無一定形狀之粒狀或塊狀，硬度 = 7，光澤玻璃狀，有時略帶油狀。斷口為貝狀，比重 2.65，顏色不一，白、紫、煙黑、紅等皆為常見者。條痕白色，石英為穩固礦物，不易風化，岩石中如含有石英，當風化後，其他礦物多被分解，所遺留不變者僅石英耳。

種類——石英之種類甚多，茲將重要者列下：

(a) 水晶 (Rock Crystal) —— 為無色或近於無色之結晶體。

(b) 紫水晶 (Amethyst) —— 為紫葡萄色，此乃因含錳之關係。

(c) 薔薇石英 (Rosy Quartz) —— 爲淡桃紅色，常爲塊狀。

(d) 乳石英 (Milky Quartz) —— 爲乳白色，常爲塊狀。

(e) 煙石英 (Smoky Quartz) —— 爲煙灰色，此乃因含鐵之關係。

(f) 碧石 (Jasper) —— 不透明，光澤黯淡，顏色土紅。

(g) 燧石 (Flint) —— 黑灰色至近於黑色，常含於石灰岩中。

2. 長石 (Feldspar) —— 此類礦物爲重要之造岩礦物，可分爲下列兩大類：

✓ (1) 正長石 (Orthoclase) ——  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ 。

物理性質——屬單斜晶系，如爲結晶體，則常爲粗而厚之形狀，或平行於 b 面而成薄板狀。亦有爲長柱狀者。在岩石中除係斑晶，爲完整之晶體外，普通多爲無一定形狀之塊狀或粒狀。正長石常成雙晶，硬度 = 6—6.5，比重 = 2.62，光澤玻璃狀，顏色常爲肉紅，條痕白色，斷口參差狀，有時爲次貝狀。解理平行於 c 及 b，互成直角。正長石易於風化成高嶺土或白雲母。

種類：——

(a) 鉀微斜長石 (Microcline) —— 狀似正長石，惟 a 軸與 c 軸相交成  $89^\circ 30'$ ，而非  $90^\circ$ 。

(b) 玻璃長石 (Sanidine) —— 爲白色或無色之晶塊，常產於火山熔岩中。

(2) 斜長石 (Plagioclase) ——  $m (\text{NaAlSi}_3\text{O}_8) + n$

( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ).

物理性質——屬三斜晶系，晶體與正長石相似，硬度 = 5—7，比重 2.6—2.7，光澤玻璃狀或珍珠狀，顏色為白色，亦有為深灰及綠色者。條痕白色，理解有兩方向，相交成  $86^\circ$  之角。斜長石多見於中性及鹽基性之火成岩中，經風化後與正長石同，惟含鈣者又可變為方解石，沸石，及綠簾石等。

種類——斜長石以其化學成分可分成下列數種：

(a) 鈉長石 (Albite) ——  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 = \text{Ab}$  為白色。

(b) 鈉鈣長石 (Oligoclase) ——  $\text{Ab}_6\text{An}_1 - \text{Ab}_3\text{An}_1$  為黃色或灰白色。

(c) 中性長石 (Andesine) ——  $\text{Ab}_3\text{An}_1 - \text{Ab}_1\text{An}_1$  為白色帶紅。

(d) 鈣鈉斜長石 (Labradorite) ——  $\text{Ab}_1\text{An}_1 - \text{Ab}_1\text{An}_3$  為深灰色，在日光下能變為藍色及紅色。

(e) 鈣長石 (Anorthite) ——  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 = \text{An}$  為白色。

### 3. 雲母 (Mica)

物理性質——屬單斜晶系，常成六邊板狀晶體，惟在岩石中多呈無定形之鱗片狀。解理平行於 c 面極為完全，故易於撕成薄片。此種薄片透明，彎曲而有彈性，是為其特點。顏色深淺不一，條痕白色，光澤為珍珠狀，硬度 = 2—3，故小刀可刻劃之，比重 2.7—3.1。

種類：——

(a) 白雲母 (Muscovite) ——  $\text{H}_2\text{KAl}_3(\text{SiO}_4)_3$ ，為無色，白色至灰色或淺褐色，常微帶綠，在偉晶花崗岩及花

崗岩中甚多，變質岩中如片麻岩及片岩中亦常有之。

(b) 黑雲母 (Biotite) ——  $(H_1 K)_2 (Mg Fe'')_2 (Al Fe''')_2 (SiO_4)_3$ ，爲黑色，其薄頁爲褐色，紅褐色或深綠色。在火成岩中，尤以富含長石者如花崗岩及正長岩等爲最常見。黑雲母經風化後，可變爲綠泥石。

#### 4. 輝石 (Pyroxene)

物理性質——紫蘇輝石屬斜方晶系，其餘屬單斜晶系，晶體常爲短而厚之柱狀，剖面爲八邊形或矩形，普通常爲粒狀或爲無定形之塊狀。解理平行柱面甚完全，互相成近  $90^\circ$  之角，斷口爲參差狀，顏色則視含鐵份多少而有差異。普通自白色、綠色以至黑色，光澤玻璃狀至樹脂狀，條痕自白色至灰綠色，硬度 = 5-6，比重 3.2-3.6。

種類：——

(a) 普通輝石 (Augite) ——  $RSiO_3$  ( $R = Ca_1 Mg_1 Mn_1 Fe_1 Al$ )，黑色不透明，經風化後，即成含水之氧化鐵及綠色纖維狀之角閃石。此礦物多見於深色之火成岩中。

(b) 透輝石 (Diopside) ——  $Ca Mg (SiO_3)_2$ ，白色或淺綠色，常見於大理岩中。

(c) 鈉輝石 (Aegirite) ——  $Na Fe''' (SiO_3)_2$ ，黑色，見於鹼性火成岩中。

(d) 紫蘇輝石 (Hypersthene) ——  $(Mg_1 Fe) SiO_3$ ，褐黑色，多成粒狀或塊狀，產於輝長岩及橄欖岩中。

#### 5. 角閃石 (Amphibole)

物理性質——屬單斜晶系，晶體多呈細長柱狀，兩柱面成  $55^\circ$  及  $125^\circ$  之角。其剖面常成六邊形，在岩石中則爲細長之針狀，不規則之粒狀，及小塊狀等。硬長 = 5-6，比

重 2.9—3.4，光澤玻璃狀，在解理面上爲珍珠狀，顏色不一。解理平行於柱面，甚完全，斷口參差狀。條痕白或帶綠，角閃石經風化後可變成綠泥石及褐鐵礦等。角閃石爲火成岩及變質岩中之最常見礦物。

種類：——

(a) 普通角閃石 (Hornblende) ——  $\text{RSiO}_3$  ( $\text{R} = \text{Ca}, \text{Fe}, \text{Mg}, \text{Al}, \text{Na}$ )，深綠或黑色。

(b) 透角閃石 (Tremolite) ——  $\text{Ca Mg}_3(\text{SiO}_3)_4$ ，白色或灰色。

(c) 陽起石 (Actinolite) ——  $\text{Ca}(\text{Mg}_1\text{Fe})_3(\text{SiO}_3)_4$ ，鮮明綠色至灰綠色。

6. 橄欖石 (Olivine) ——  $(\text{Mg}_1\text{Fe})_2\text{SiO}_4$

物理性質——屬斜方晶系，普通多呈粒狀，硬度 = 6.5—7，比重 3.3—3.5，斷口爲貝狀，顏色橄欖綠至黃綠色。條痕白色或帶黃，光澤玻璃狀。橄欖石多見於鹽基性火成岩中，經風化後即變爲褐色或帶紅色之鐵氧化物，及蛇紋石。

7. 石榴子石 (Garnet) ——  $\text{R}_3''\text{R}_2''(\text{SiO}_4)_3$ .  $\text{R}'' = \text{Mg}, \text{Ca}, \text{Fe}, \text{Mn}$ .  $\text{R}''' = \text{Al}, \text{Fe}, \text{Cr}$ .

物理性質——屬等軸晶系，常爲十二面體或三八面體，或兩者之複品。有時成晶面不完全之圓塊狀或粒狀。硬度 = 6.5—7.5，比重 3.2—4.4，顏色則以其化學成分而定。光澤爲玻璃狀，有時爲樹脂狀。條痕白色，斷口參差狀，解理平行於十二面體，不完全。石榴子石多產於變質岩中，火成岩中亦偶見之。

種類：——

(a) 鎂鋁石榴子石 (Pyrope) ——  $\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ ，深



紅而近於黑色。

(b) 鈣鋁石榴子石 (Grossularite) ——  $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ , 白色, 常帶綠, 紫或黃色。

(c) 鐵鋁石榴子石 (Almandite) ——  $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ , 深紅至褐紅色。

(d) 鈣鐵石榴子石 (Andradite) ——  $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$  黑色。

8. 綠簾石 (Epidote) ——  $\text{Ca}_2\text{Al}_2(\text{Al}_1\text{OH})(\text{SiO}_4)_3$ , Al 一部分常被 Fe 所交換。

物理性質——屬單斜晶系, 晶體甚少見, 普通常呈柱狀或針狀之集合體, 硬度 = 6-7, 比重 3.25-3.5, 解理平行於 C 面完全, 斷口參差狀。顏色為黃綠色, 有時為暗綠色。條痕白色, 光澤為玻璃狀, 綠簾石為次生礦物, 為由含鈣, 鐵及鋁矽酸鹽類之礦物換質而成。故常與綠泥石相伴而生。

9. 十字石 (Staurolite) ——  $(\text{AlO})_4(\text{AlOH})\text{Fe}''(\text{SiO}_4)_2$ , Al 常被  $\text{Fe}'''$ ,  $\text{Fe}''$  被 Mg 所交換。

物理性質——屬斜方晶系, 其晶體為短而粗之柱狀, 亦有稍長, 常成雙品, 如十字狀。硬度 = 7-7.5, 比重 3.65-3.75, 解理平行於 b 面, 不甚完全, 斷口為次貝狀, 顏色為暗紅褐色, 條痕為白色至灰色, 光澤為樹脂狀或玻璃狀。十字石多產於變質岩中, 尤以結晶片岩中為最普通。

10. 電氣石 (Tourmaline) ——  $\text{R}_3\text{B}_2(\text{SiO}_6)_4$ , R = Al, K, Mn, Ca, Mg 及 Li 等質。

物理性質——屬六方晶系, 為六方晶系半面體晶, 故其晶面為三, 或三之倍數。多呈長柱狀。柱面有直條紋, 是為其特點。亦有為細長柱狀及針狀, 集聚成一束而成放射狀。斷

口爲貝狀至參差狀，顏色多爲黑色，他如紅色，藍色綠色等亦或有之。有時中部與外部，或相對之兩端，顏色常不相同。光澤玻璃狀，條痕白色。硬度 = 7-7.5，比重 3.1-3.2。電氣石爲汽化礦物，故常見於與花崗岩體相伴而生之偉晶花崗岩岩脈中。在變質岩中如片麻岩及片岩等亦含有之。

### 11. 磁鐵礦 (Magnetite) — $\text{Fe}_3\text{O}_4$

物理性質——屬等軸晶系，常成八面體或十二面體。在岩石中則每成細小之粒狀，斷口參差狀，顏色暗灰至鐵黑色，條痕黑色，有磁性，硬度 = 5.5-6.5，比重 5.2。金屬光澤。磁鐵礦爲分佈最廣之礦物，火成岩中皆有之，惟常爲細粒。經接觸變質而成之岩石亦含有之，有時且成較大之礦床。

### 12. 赤鐵礦 (Hematite) — $\text{Fe}_2\text{O}_3$

物理性質——屬六方晶系，普通多爲塊狀、柱狀、粒狀及密緻狀等。亦有呈腎狀、鐘乳狀、土狀、及繭狀者。硬度 = 5.5-6.5，比重 4.9-5.3，光澤爲金屬狀乃至無光彩 (Dull)，顏色鐵黑，黑紅及深紅色，條痕爲櫻紅色，斷口參差狀。赤鐵礦在水成岩中常呈層狀及塊狀，有時範圍甚廣，而成有價值之礦床。

### 13. 褐鐵礦 (Limonite) — $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$

物理性質——此礦物決無結晶者，產狀不一，多爲疎鬆狀而光澤暗淡之褐色至黃色土狀塊，或爲多孔如池沼中之泥土狀，或爲表面光滑黑色如漆之密緻塊，有時成鐘乳狀，硬度 = 5-5.5，比重 3.6-4，光澤密緻者爲絲狀至次金屬狀，普通多爲無光彩及土狀。顏色褐，近於黑色及類似鐵鏽之黃色。條痕爲黃褐色。褐鐵礦爲次生礦物，乃由其他鐵

礦換質而成。土壤及水成岩中如含有之，則染污成黃色。

14. 黃鐵礦 (Pyrite) ——  $\text{FeS}_2$ .

物理性質——屬等軸晶系，在岩石中常成晶體，形狀常為立方體，及五邊十二面體。有時為兩種之複晶，立方體面上常有條紋。亦有成八面體者。斷口貝狀至參差狀，顏色為淡黃銅色。條痕綠黑至黑色。光澤為金屬狀，但置空氣中經久後即變為暗淡。硬度 6—6.5，比重 4.9—5.2。黃鐵礦在各岩石中皆有，惟含量甚微。煤層中尤屬常見。

15. 高嶺土 (Kaolin) ——  $\text{H}_4\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_9$ .

物理性質——屬單斜晶系，惟結晶者少見。普通多為密緻狀及泥土狀之塊。尋常為白色，但帶黃、褐、或灰色，硬度 = 2—2.5，比重 2.6，光澤為無光彩至珍珠狀。條痕白色或帶黃，以手觸之，則有滑感。高嶺土係次生礦物，乃由含鋁之矽酸鹽類如長石等變化而成。

16. 綠泥石 (Chlorite) —— 鐵、鎂、鋁之矽酸鹽，含有 12% 之水。

物理性質——屬單斜晶系，通常為塊狀，乃由粗大至極小之鱗片合成。亦有為板狀塊者。解理平行於底面，易劈成薄片，能彎曲但無彈性。硬度 = 1—2.5，比重 2.7，顏色為綠至暗綠色，條痕淺綠至白色，光澤在解理面上為珍珠狀。綠泥石在火成岩中常由鐵鎂礦物風化而成。變質岩中如片岩及板岩等亦常有之。岩石中如含有此種礦物，常被染污成綠色。

17. 蛇紋石 (Serpentine) ——  $\text{H}_4\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_9$

物理性質——常為塊狀，有時為細粒狀或纖維狀。塊狀者斷口為貝狀，平而有滑感。硬度 = 2.5—3，比重 2.5—

2.65, 光澤爲油狀及絹絲狀, 顏色爲綠、至黃、褐、紅、黑種種。條痕白色。蛇紋石爲次生礦物, 乃由含鎂之矽酸鹽類礦物變化而成。

18. 滑石 (Talc) ——  $H_2Mg_3(SiO_3)_4$

物理性質——結晶者少見, 普通多成密緻狀或葉片狀之塊, 有時爲鱗片或片狀之集合體。解理平行於C面, 甚完全, 故薄片能彎, 但無彈性, 觸之有滑感。光澤珍珠狀或油狀。硬度 = 1-1.5, 比重 2.7-2.8, 顏色爲白色, 常帶綠或蘚葉綠, 有時爲灰色至暗灰色。條痕白色。滑石在火成岩中者, 多係不含鋁之鎂矽酸鹽礦物變化而成。滑石在變質岩中, 亦爲重要之成分。

19. 方解石 (Calcite) ——  $CaCO_3$

物理性質——屬六方晶系, 其晶體形式甚多, 其中最普通者爲各種菱面體及六角十二面體。在岩石中, 則爲塊狀, 密緻狀、粒狀、土狀、鐘乳狀及多孔狀等。硬度 = 3, 比重 2.71-2.72。方解石通常爲白色或無色, 如含有雜質, 則顏色不一。條痕白至灰色。光澤結晶者爲玻璃狀, 塊狀者爲無

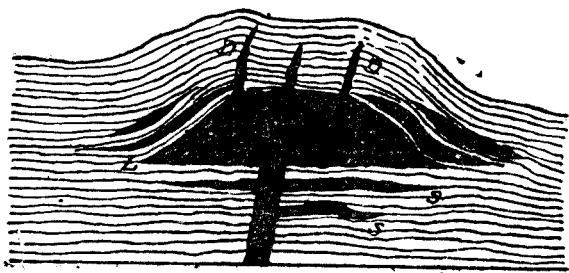


圖2. 示岩盤(L), 岩脈(D)及侵入岩層(S)之形狀及其伴生之關係。

光彩。解理平行於菱面體極為完全，遇酸即發生氣泡。方解石在岩石中甚為普通，尤以水成岩及變質岩更為重要。

種類：——

(a) 冰州石 (Ice Land Spar) —— 為純潔之方解石，成無色透明之晶體。

(b) 白堊 (Chalk) —— 為軟性黯白色之土狀物，

(c) 石灰華 (Travertine) —— 為疎鬆狀，生於泉旁，或河流之兩旁。

(d) 鐘乳石 (Stalactite) —— 為鐘乳狀，生於石灰岩洞中，係自頂下垂。如係由下向上者，則稱為石筍 (Stalagmite)。

20. 白雲石 (Dolomite) ——  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ .

物理性質——屬六方晶系，常成菱面體，晶面彎曲，在岩石中則為塊狀及粒狀。硬度 = 3.5-4，比重 2.8-2.9，光澤玻璃狀或珍珠狀，解理平行於菱面體甚為完全。顏色為白、淡紅、綠、灰或褐色。條痕白色。白雲石在水成岩及變質岩中皆含有之，並常與方解石相伴而生。有時單獨成層。其與方解石之相異者，為遇冷而稀之酸不起氣泡。因白雲石須加熱酸始能發生氣泡也。

21. 石膏 (Gypsum) ——  $\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$ .

物理性質——屬單斜晶系，晶體通常呈薄板狀，但在岩石中，常為塊狀、葉片狀、粒狀、密緻狀、及纖維狀等。解理平行 (010) 面，甚為完全。顏色為無色或白色。如含有雜質，則為灰色、黃色、褐色及紅色等。條痕白色。光澤為玻璃狀、珍珠狀、絹絲狀。硬長 = 1.5-2，比重 2.3-2.4。石膏在水成岩中常為層狀，並與岩鹽及硬石膏等相伴而生。

種類：——

(a) 透明石膏 (Selenite) —— 爲透明結晶之塊。

(b) 纖維石膏 (Satin Spar) —— 爲纖維狀之塊，有絹絲狀光澤。

(c) 雪花石膏 (Alabaster) —— 作密緻或細微粒狀。

(d) 石膏 (Rock Gypsum) —— 頁狀，粒狀或密緻狀，無光彩。

22. 霞石 (Nephelite) ——  $7\text{ZNaAlSiO}_4 + \text{NaAl}(\text{SiO}_3)_2$ .

物理性質——屬六方晶系，在岩石中常爲無定形之塊狀及粒狀。顏色爲灰色，深淺皆有。有時爲白色、肉紅或磚紅色等。條痕白色，光澤爲油狀。硬度 = 5.5-6，比重 2.55-2.61。此礦物多產於鹼性火成岩中，風化後則可變爲高嶺土、白雲母、沸石及鈣霞石等。

23. 黃銅礦 (Chalcopyrite) ——  $\text{CuFeS}_2$ .

物理性質——屬正方晶系，普通常爲塊狀或粒狀，散見於岩石中。硬度 = 3.5-4，比重 4.1-4.3，金屬光澤，顏色成光輝之黃銅色，久則變色，且常成五色之光彩。條痕黑色。此礦物之產出情形，與黃鐵礦相同，且常彼此相伴。

24. 輝銅礦 (Chalcocite) ——  $\text{Cu}_2\text{S}$

物理性質——屬斜方晶系，普通常爲粒狀或密緻狀之塊。硬度 = 2.5-3，比重 5.5-5.8，全屬光澤，顏色爲黑鉛灰色，或變爲暗黑色。條痕鉛灰色。此礦物多與他種銅礦及赤鐵礦，方鉛礦等相伴而生。

25. 方鉛礦 (Galena) ——  $\text{PbS}$ .

物理性質——屬等軸晶系，常成立方體或與八面體成複晶。亦有成塊狀者。解理平行於立方體，極爲完全。硬度

=2.5, 比重 7.4-7.6, 金屬光澤, 顏色與條痕皆為鉛灰色。方鉛礦常含銀質, 如量多, 可供提取銀礦。

### 26. 閃鋅礦 (Sphalerite)—— $ZnS$

物理性質——屬等軸晶系, 常成十二面體與四面體之複晶, 通常為解理塊狀, 或為密緻狀之塊。硬度 = 3.5-4, 比重 3.9-4.1, 有樹脂狀光澤, 顏色成黃、褐、黑種種不一。解理平行菱形十二面體。此礦物常與鉛及銀之礦物相伴而生。

## 乙、岩石 (Rocks)

岩石乃組成地殼或岩石圈之主要物質, 普通稱為岩石者, 似含有堅硬之意, 然如砂及黏土若為多量, 則亦稱為岩石也。故就地質觀點而言, 岩石之名稱, 與地質軟硬無甚關係, 但堅硬者居其多數耳。岩石乃礦物之集合體, 有為一種礦物組成者, 有為數種礦物組成者\*。如純石灰岩, 僅由方解石一種礦物集合而成。曰單成岩 (Simple rock)。又如花崗岩乃由石英、長石、及雲母等數種礦物集合而成。曰複成岩 (Composite rock)。

地質學家對於構成地殼之岩石, 按其成因及性質, 可分為三大類如下:

1. 火成岩 (Igneous Rocks)——地內溫度極高, 已述之如前, 故所有物質, 均成熔融體, 稱為岩漿 (Magma)。火成岩即由岩漿噴出地面, 或侵入地殼以內, 冷卻凝結而成, 如玄武岩及花崗岩等是也。岩漿因來自地殼以內, 故火

\* 岩石僅在少數之火成岩中, 為玻璃質與礦物之集合體, 或全部為玻璃質所組成。

成岩又稱爲原生岩 (Primary Rocks)。

✓ 2. 水成岩 (Sedimentary Rocks)——由既成岩 (Pre-existing Rocks) 之碎屑，或生物之遺骸經沉積作用而成。因造成此類岩石之原料，均來自其他破碎岩石及礦物，或其他物質，非由水、風、冰等之轉運，則由生物之排洩、分泌或遺骸堆積而成，因此水成岩又名次生岩。此類岩石大部皆層累疊接，故每成層形。先積者居下，次積者隨之，觀其自下而上之層次，即足辨別沉積之先後。且沉積時，往往有生物遺跡，同時埋沒，歷久則成化石，此乃與火成岩相異之處。

✓ 3. 變質岩 (Metamorphic Rocks)——火成岩或水成岩，經地內高溫及高壓之影響，其組織即行改變，或使礦物重新結晶，變爲一種特異岩石，稱爲變質岩。如大理岩之變自石灰岩，板岩之變自黏土與頁岩，石英岩之變自砂岩等是也。

### (1) 火成岩

✓ (一) 產生狀態 (Mode of Occurrences):

一、侵入岩與噴出岩 (Intrusive of Extrusive Rocks)——火成岩以其產生狀態，可分爲兩大類：(甲)侵入岩，由地內岩漿上升至地面以下較深地點，即冷而固結。四圍皆爲地球外殼之岩體所包，及至表面地層剝蝕之後，始得顯露。(乙)噴出岩，由岩漿噴達於地面之上，凝結而成。

✓ 二、侵入岩之產生狀態——侵入岩就其侵入狀態及其與圍岩之關係，又可分爲下列數種：

1. 岩脈 (Dike)——岩脈乃狹長之火成岩體，係岩漿上升侵入於岩石之裂縫中，充填固結而成，以形狀而言，長度較廣，闊則視其厚度而定。岩脈可穿過其他火成岩、變質



岩或水成岩。如穿過水成岩，則常與其層理面 (Plane of Stratification) 成相當角度。如係平行，則另稱爲侵入岩層。岩脈之厚度可自一寸至半哩以上，露於地面上之長度，可自一二碼至數哩。在英格蘭北部有一巨大之岩脈，其長度達 100 哩左右。

2. 侵入岩層 (Intrusive Sheet) —— 侵入岩層乃岩漿上升，侵入於水成岩之間凝結而成者，多成層形。被侵入之水成岩，其岩層往往爲軟弱而易於穿入者，故以頁岩及薄層之砂岩等爲多。此與岩脈之形式相似，所不同者即侵入岩層係沿層理面而生成也。其厚度約自一呎上下至數百呎，然其分佈可達若干哩之廣。侵入岩層與火山岩流頗相似，惟一則常呈多孔狀，一則呈密緻組織，且上下岩層皆發生變質，故可辨別。

3. 岩盤 (Laccolith) —— 岩漿侵入於水成岩之岩層間時，以上部之岩層，壓力不大，中央爲之掀起，遂成一中部極厚，兩旁極薄之凸鏡形，其底部約略與層次平行，故其平整，頂部則成近半圓形 (圖 2)。岩盤與侵入岩層不同者，即其中部極厚，約自數百呎至一哩以上，此與下述之岩基，其外形相似，惟大小懸殊，且岩盤有較平之底，而岩基則無，因其下部與岩漿直接相聯也。

4. 火山頸 (Volcanic Neck) —— 此爲岩漿在一火山熄滅之火山噴口內所凝結而成之火成岩體。當其初結時，外與噴出岩流相接，內與未噴出之岩漿相連，適若人之頸項，與首體之相接，故稱爲火山頸。歷時既久，則浮面之多孔質之火山灰及熔岩等，大部剝蝕而去，此柱形之火成岩體，因質地較堅，遂巍然露出地面。其平面約成圓形，直徑自數呎

至一哩以上。

5. 岩株 (Stocks) ——此係代表一較大之火成岩體，爲岩漿侵注於地殼之較上區域，固結而成，俟表面地層經剝蝕後，始行露出。其平面約成圓形或橢圓形，分佈範圍約自數百方呎至若干方哩。其與四圍岩石接觸之面，多不甚規則。

6. 岩基 (Batholith) ——水成岩或變質岩之下部有大塊不規則之火成岩體。有時穿入一部，及至上部岩層被剝蝕而去，火成岩始得露出。此與岩株所不同者，即岩體較大且下部無底，直接與岩漿相連。普通凡面積小於 100 平方公里（即 40 方哩）者，稱爲岩株，大於此數者，則爲岩基矣。凡地殼之最古地層顯露之地，或叢山之中部常可見之。如加拿大東部及新英格蘭等地均爲較著者。我國秦嶺祁連諸大山脈皆可見之。

三、噴出岩之產生狀態 ——岩漿噴出，以其所含氣體之多寡及活動力之大小，分爲三種：

1. 寧靜噴發 ——熔岩流 (Quiet Eruption: Lava Flow) ——岩漿達於地面流出後其中所含之氣體散去，所餘者稱爲熔岩 (Lava)，其固結物質常稱爲熔岩層或噴出岩層 (Extrusive Sheet)。此種乃自火山流出，如夏威夷之火山即屬此類，普通則常與火山灰礫等，相間成層。熔岩有時與火山噴發無甚關係，乃由地面上之裂縫流出而凝結。此種又稱爲裂隙噴發 (Fissure Eruption)，如北美之西部各洲 (Idaho, Oregon, 及 Washington) 及印度 (Deccan traps) 等皆爲最著之例。其淹蓋之面積約在 200,000 方哩以上，厚度亦達數千呎左右。

2. 爆烈噴發——凝灰岩及角礫岩 (Explosive Eruption—Tuffs and Breccias)——當岩漿自火山孔道，達於地面後，可成熔岩流，前已述之。惟若其黏着性甚大，含水氣較多，則可由火山口內爆發而出。液體物質衝至空中，最後落下時，即成固體碎屑之塊，大小不一。其如蘋果或稍大者稱為火山彈 (Volcanic bomb)，如栗之大小者稱為火山礫 (Volcanic Lapilli)，再小如菜子者稱為火山灰 (Volcanic ashes)，最細者稱為火山塵 (Volcanic dust)。粗者多環繞噴口而成錐形，細者則可傳播極遠。較粗之物質所成之岩層稱為火山角礫岩，而較細物質所成者則稱為火山凝灰岩。

(二)化學成分 (Chemical Composition)——火成岩之化學成分，極為複雜。然其中重要者，僅有八種原素：即氧、矽、鋁、鐵、鎂、鈣、鈉及鉀等是也。此八原素，除氧與矽外，皆為金屬。當岩漿凝結之時，各原素互相化合，而成為礦物。氧與諸質化合，而成氧化物。而矽氧二 (Silica) 又與其他七種金屬氧化物化合，成為各種矽酸鹽。簡言之，火成岩中含有氧二最多者稱為酸性，其次為中性，最少者則稱為鹽基性。茲將由分析世界各地火成岩數千種，所得之平均成分，列之如下：

SiO <sub>2</sub> ..... 35—75%	CaO..... 0—20%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 0—25%	Na <sub>2</sub> O..... 0—16%
FeO & Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... 0—20%	K <sub>2</sub> O..... 0—12%
MgO ... 0—45%	

(三)礦物成分 (Mineral Composition)——礦物種類雖多，但在火成岩中所含之重要礦物亦不過十餘種，如石英、長石、輝石及角閃石、雲母等是也。以其成分言，可分為兩類：

矽鋁礦物 (Felsic Minerals)	鐵鎂礦物 (Mafic Minerals)
正長石, $KAlSi_3O_8$	雲母, $K_2(Mg, Fe)_2Al_2Si_3O_{12}$
鈉長石, $NaAlSi_3O_8$	輝石, $Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$
鈣長石, $CaAl_2Si_2O_8$	角閃石, $Ca(Mg, Fe)_3Si_4O_{12}$
霞石, $NaAlSiO_4$	橄欖石, $(Mg, Fe)_2SiO_4$
石英, $SiO_2$	磁鐵礦, $Fe_3O_4$

試自上列各礦物之成分觀之，皆爲前述八種氧化物之化合物，岩石之化學成分，既有差異，則所含礦物之種類，亦不相同也。岩石所含之礦物，如係組成主要之岩體者，稱爲主要成分 (Essential Components)。至含量甚微，與岩石本質無甚關係者，則稱爲副成分 (Accessory Components)。如花崗岩，其中之長石、石英、雲母、及角閃石等爲主要成分，而磁鐵礦、磷灰石及鎂英石等則爲副成分也。

(四)組織 (Texture)——火成岩之組織，乃其中所含礦物之大小排列，及其相互之關係，論礦物之大小，火成岩有粗粒與細粒之分，粗粒者乃礦物之粒，如豆狀之大小者。若如糖粒狀者，則爲細粒狀。若其顆粒極細，肉眼不易分出，岩石狀如均質者，可稱爲密緻或細密組織 (Aphanitic texture)。

礦物顆粒之粗細，乃與岩漿冷凝時之遲速有關，冷凝遲者，結晶之中心點少，故所成之結晶大，而組成粗粒狀岩石，速者則相反。其驟然冷凝者，岩漿不及結晶，則成爲均勻物質，狀如玻璃，此又可稱爲玻璃狀組織 (Glassy texture)。火成岩組織之粗細，與岩質亦有關係，其帶基性者流動較易，往往組織較粗，帶酸性者則反是。又岩漿中如含有多量之氣體，亦能助結晶之增長。以上所言者，乃岩石中之礦物粒，係同一大小者，通常稱爲粒狀 (Granular)。火成岩亦有爲各種大小不同之礦物

組成者，此則稱爲斑狀組織 (Porphyritic texture)。晶體大者爲先期結晶之產物，稱爲斑晶 (Phenocrysts)，細者結晶較後，稱爲石基 (Groundmass)。

(五) 組織與產生狀態之關係 (Relation of Texture to Geologic Mode of Occurrence) ——火成岩之組織，不但與冷凝之遲速有關，即與其產生狀態，亦有密切之關係。侵入岩在圍岩 (Country Rocks) 內凝結，而噴出岩則在地面以上凝結。前者冷凝之速度、必較後者爲遲，故侵入岩多屬粗粒狀，而噴出岩多爲細密狀，或有時爲玻璃狀。又侵入岩體之大者，常較小者冷凝爲遲。是以岩基、岩株等之組織，常較岩盤及岩脈等爲粗也，

(六) 結構 (Structure) ——火成岩之結構者，乃指岩石之較大形象，此乃與組織之所不同者。例如一熔岩，因流動而示薄層狀，每層岩石乃由細粒所組成。則吾人可謂，此熔岩係具有帶狀結構 (Banded Structure)，及細密狀組織。火成岩之結構有下列數種：

1. 氣孔狀結構 (Vesicular Structure) ——當熔融岩漿上升達地面後，因壓力減低，其中所含水份及其他氣體必揮發而去，致成多孔狀，此種常見於岩流之頂部，侵入岩體無此結構。極酸性或含矽質甚多之熔岩，可以全部變爲一種甚輕之玻璃，稱爲浮岩 (Pumice)，氣孔多爲圓形或橢圓形。

2. 杏仁狀結構 (Amygdaloidal Structure) ——具有氣孔狀之熔岩，當遇含有物質之熱水溶液流經時，在其孔中常有礦物之沉積，此種以玄武岩質熔岩中，最爲常見。深色之岩石，其孔中若爲淺色礦物所填充，甚爲美觀。因其狀

如杏仁，故具有此種結構者，稱爲杏仁狀。充實之礦物以石英、方解石、綠簾石及沸石等爲最普通。

3. 洞穴狀結構 (Mirolitic Structure) —— 岩漿在熔融狀態時，其容積實比其變爲固體結晶質岩石後爲大。但究竟大若干，現尙不能明瞭。以通常而言，容積收縮後，在岩石之礦物粒之間，可產生細微之孔隙，裂縫及節理等破裂現象。此種孔隙之產生，可使岩石增加其吸收性，粗粒狀組織之岩石。其孔隙常較細粒者爲大，而酸性岩石又較基性岩石爲大也。除此而外，有時在岩石中可產生孔洞，直徑約在一吋左右。在孔洞四壁上之礦物晶體，常較在岩石中爲大，且極完美。此種乃由岩漿中所含之氣體，如水汽、氟、硼等\*之作用，使其增大。岩石之具有此種孔洞結構者，則稱爲洞穴狀結構。

(七) 節理 (Joints) —— 岩漿冷凝成爲岩石後，因收縮之關係而產生所謂節理。節理者即岩石之裂縫也，因其方向不同，故可將岩體分裂成岩塊。有時爲正方形或長方形，如花崗岩及其他深成岩是也。有時分成薄板狀，形似水成岩之層理，有時爲其心狀或球形，致使岩石成爲圓形或橢圓形之塊體，此在火成岩經風化後，常可見之。此種節理，在地質上甚爲重要，因空氣與水分可沿之侵進，而增強其破壞作用也。岩石具有節理，對於採石及開礦工程亦甚重要。

火成岩體因節理之關係，常產生柱狀結構 (Columnar Structure)，此在各種火成岩中，皆可見之，尤以玄武岩爲最顯

\* 岩漿在距地殼之較深地點，因壓力甚大，故含氣體甚多，其中以水汽爲主，此種稱爲礦化劑 (Mineralizers)。

著。柱狀節理者，即將岩體分成柱狀，直徑自數呎至數呎，長自一呎至二百呎以上。完全者其切面每成有規則之六邊形。柱體常與火成岩體之主要冷卻面相垂直。故在熔岩流及侵入岩層中係直立，而在岩脈中則為水平（圖3）。

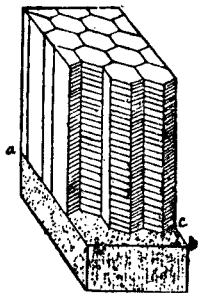


圖3 示侵入岩之六方形之柱狀節理及其與圍岩接觸 (abc) 之關係

(八)分類——火成岩之分類，各家意見不一，有以其礦物成分及組織為準者，有以其化學成分為準者，有介於上二者之間者，有以岩石之產生狀態為基礎者。故歐美地質學家，岩火成岩所擬之分類，多至數十種。然岩石分類之標準，多以礦物成分為主要之原則，因礦物之化學成分，可謂已有固定，故由礦物之比量，可以估計岩石之成分。且由某某種礦物之共生，或其特殊之構造組織，亦可推知岩石凝結時之環境。故由此種礦物之共生情形，分類岩石，可謂目前最適宜之標準也。茲將美國康甫 (Kemp) 氏所擬之分類法，因其簡單而較實用，故介紹如下：





## (九)火成岩各論(Description of Igneous Rocks)

1. 花崗岩 (Granite) —— 花崗岩爲深成岩中分佈最廣之岩石，其主要礦物成分爲長石、石英、雲母等，有時含角閃石。長石以肉紅色正長石爲主，灰白色之斜長石次之。石英常爲白色至烟灰色。有貝狀斷口，雲母爲黑色鱗片狀之黑雲母，有時與淺色之白雲母相伴而生。花崗岩之組織爲均粒狀。片麻岩狀及斑狀亦或有之，其顏色則以其礦物成分而定，通常爲白色、灰色、肉紅色及深紅色等。比重爲 2.61—2.75，每立方呎平均約重 165 磅，壓碎強度 (Crushing Strength) 平均每平方吋爲 15,000 至 20,000 磅。其化學成分大致如下：

SiO <sub>2</sub> .....66—78%	Mgo .....0—1.2%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....12—17%	CaO .....0.3—3.7%
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....0.6—3%	Na <sub>2</sub> O .....2.6—4.1%
FeO .....0.4—2%	K <sub>2</sub> O .....3.5—6%

花崗岩爲最普通之火成岩，分佈甚廣，世界各地皆有之。我國有名山岳，如山東之泰山、嶗山，陝西之華山，浙江之莫干山，河北之盤山，安徽之黃山，湖南之衡山，西康之米耶公干爾山，廣東之白雲山，湖北之黃岡陵，江蘇之靈岩山，甘肅之賀蘭山及祁連山等皆全部或一部爲花崗岩所組成。其地質時代或爲太古界或爲中生代之侏羅紀及白堊紀。其餘如福建、江西、雲南、貴州等省，均有花崗岩之分佈。花崗岩所成之地形，時而山頂平圓，如我國之黃岡陵及德國之Harz山等是。時而峭峰壁立，高聳雲霄，如我國蘇州之靈岩山，有萬笏朝天之稱，卽示此種地形。花崗岩爲最常用之建築石料，因其顏色雅麗，堅固耐用。風化後所成之土壤，亦極

肥沃。

2. 正長岩 (Syenite) ——正長岩之主要成分爲正長石,其與花崗岩不同者,乃不含石英,或含之極少。除長石外,普通角閃石、黑雲母或輝石亦含有之,但量均不及長石之多。組織爲均粒狀,斑狀者偶可見之。顏色爲灰色或紅色,比重 2.6—2.8,其壓碎強度與花崗岩相近,因其不含石英,故易於修飾及磨光。抵抗火熱性亦較花崗岩爲佳,惟分佈不如花崗岩之廣。在挪威南部產有深灰色之正長岩,且有珍珠狀藍色反光,甚爲美麗,故歐洲北部多用之作裝飾石料。其化學成分大致如下:

SiO <sub>2</sub> .....60—63%	MgO.....1—3.7%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....15—20%	CaO.....2—4.6%
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....1.5—2.5%	Na <sub>2</sub> O.....4—6.3%
FeO.....2—3%	K <sub>2</sub> O.....4.5—6.1%

正長岩中,有時亦含斜長石,如其量與正長石相等時,則稱爲二長岩 (Monzonite)。

3. 霞石正長岩 (Nephelite Syenite) ——霞石正長岩爲鹼性火成岩,其主要成分爲霞石及正長石、黑雲母及鹼性角閃石或輝石亦含有之。顏色常爲灰色,組織爲粒狀,有時爲粗斑狀。此類岩石多呈小岩株或大岩脈狀產出,分佈不廣,其化學成分如下:

SiO <sub>2</sub> .....53—59%	MgO.....0.1—0.3%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....21—23%	CaO.....0.5—3.5%
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....1.5—2%	Na <sub>2</sub> O.....6.5—10%
FeO.....1—2%	K <sub>2</sub> O.....4.5—8.5%

4. 閃長岩 (Diiorite) ——閃長岩爲中性之火成岩,其

主要成分爲斜長石及一種或數種鐵鎂礦物。斜長石之量或與鐵鎂礦物相等或過之。鐵鎂礦物乃爲黑雲母，普通角閃石或輝石等，其較酸性者，每含少量石英，稱爲石英閃長岩 (Quartz diorite)。如含有較多之鹼性長石，則稱爲花崗閃長岩 (Granodiorite)。閃長岩之顏色爲灰至暗灰或帶綠，組織爲粒狀，斑狀者甚少見。閃長岩或成單獨之侵入岩體或與花崗岩體相連接。其產生狀態以小岩株及岩盤等爲多。至成較大之岩基及岩株者甚爲少見。其比重爲 2.8—3.1，在比重等於 3 時，每一立方尺約重 187 磅。閃長岩因其顏色較深，且易於磨光，故用於建築者亦多。其分佈甚廣，我國河南 武安之紅山、清心山，山東益都之金嶺鎮，濟南章邱間之高莊、唐治、安家村，江蘇徐州之利國驛，湖北大冶陽新，安徽銅陵當塗，及四川彭縣白水河等處，皆有其分佈。其侵入時代，大致在中生代之末。其化學成分如下：

SiO <sub>2</sub> .....41—58%	MgO.....1.8—7.3%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....1.6—20%	CaO.....6.2—9.6%
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....1.5—4%	Na <sub>2</sub> O.....2.4—4.5%
FeO.....4.3—10%	K <sub>2</sub> O.....1.5—2.8%

5. 輝長岩 (Gabbro)——輝長岩爲較基性之火成岩，其主要成分爲鐵鎂礦物及斜長石，其中鐵鎂礦物之量與斜長石相等或過之。輝長岩與閃長岩之分別，即前者以鐵鎂礦物爲主，而後者則爲副也。鐵鎂礦物有輝石，普通角閃石或橄欖石等，或單獨存在，或相伴而生。斜長石通常爲鈣鈉斜長石，如岩石全部爲鈣鈉斜長石所組成，則稱爲白輝長岩 (Anorthosite)。輝長岩常爲暗灰至黑色，或帶綠色。組織爲粒狀。其分佈甚廣，產狀與花崗岩相似，或爲岩盤，或爲岩

株或爲岩基。亦有成岩脈者。我國河北宣化之玉帶山、雞鳴山，山東淄川及濟南附近，遼寧鳳城之兄弟山，南京之蔣廟附近，皆產有之。輝長岩亦爲極佳之建築石料，惟因其顏色較深，應用不廣耳。輝長岩風化後所成之土壤，多帶黃色或紅色。其化學成分如下：

SiO <sub>2</sub> .....40—52%	MgO.....4.8—15%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....9—19%	CaO.....8—11.7%
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....1—9.7%	Na <sub>2</sub> O.....0.6—3%
FeO.....4.8—12%	K <sub>2</sub> O.....0.2—0.8%

6. 橄欖岩 (Peridotite)——橄欖岩爲鹽基性火成岩，其成分幾全部爲鐵鎂礦物所組成，有時含少量之長石，故此種岩石之主要礦物爲橄欖石，普通輝石及紫蘇輝石，及普通角閃石等。有時單獨產出，有時混合，以其礦物之種類，又可分爲下列數種：

- I. 輝石及橄欖石.....橄欖岩
- II. 普通角閃石及橄欖石...角閃橄欖岩 (Cortlandite)
- III. 橄欖石.....純橄欖岩 (Dunite)
- IV. 輝石.....輝石岩 (Pyroxenite)
- V. 普通角閃石.....普通角閃岩 (Hornblendite)

橄欖岩之組織爲粒狀，顏色爲暗綠至黑色。此種岩石易於換質成蛇紋石及滑石，分佈不甚廣，我國西康會理青礦山及山東新泰縣等地產之。

④. 斑岩及玢岩 (Porphyry and Porphyrite)——此類岩石乃屬於淺成岩 (Hypabyssal rocks)。組織爲斑狀，斑晶粗大而多，石基甚少。其晶粒亦可分出。斑晶如爲正長石，稱爲斑岩。如係斜長石，則稱爲玢岩。其種類乃視其礦

物成分，相當於何種深成岩而定。如相當於花崗岩，即稱為花崗斑岩 (Granite Porphyry)。如相當於閃長岩，則稱為閃長玢岩 (Diorite Porphyrite) 等是也。其產生狀態為岩脈，岩盤及侵入岩層等，並常與深成岩相伴而生。

8. 輝綠岩 (Diabase or dolerite)——此岩成分，與輝長岩相當，顏色為暗灰或帶綠至黑色，組織為細粒或斑狀，通常斜長石每成長條狀鑲嵌於輝石之中，故此種組織又特稱之為輝綠岩狀組織 (Diabasic or Ophitic Texture)，比重為 3.0—3.3，其產生狀態為岩脈，小岩盤及侵入岩層等。有時成火山頸，上部則與玄武岩流相連接。輝綠岩分佈較廣，我國產地有河北宣化雞鳴山，北平西山，山東淄川及南京方山等處。

9. 流紋岩粗面岩及安山岩 (Rhyolite, Trachyte, Andesite)——此三種岩石皆屬噴出岩類，流紋岩之成分相當於花崗岩，惟組織則成斑狀或流紋狀 (Flow texture)。斑狀岩中之斑品不多，常為石英及正長石，石基則為微晶質或為玻璃狀。此種噴出岩我國產地甚多，尤以浙江各地為最廣。粗面岩之成分乃相當正長岩，呈斑狀組織。安山岩則相當於閃長岩，如含石英，則稱為石英安山岩 (Dacite)。安山岩在我國分佈亦廣，南京附近之建德系地層，幾大部屬之，其噴出時期，皆在中生代末之白堊紀前後。

10. 玄武岩 (Basalt)——玄武岩為鹽基性火成岩，其成分相當於輝長岩，惟組織甚細，肉眼幾不能分辨，雖然如此，然仍為結晶質而非玻璃質也。如氣孔甚多，而質甚輕者，稱為火山鏢 (Scoria)，如氣孔被其他礦物所填充，則成杏仁狀結構。玄武岩比重為 2.9—3.1，節理為片狀或柱狀，尤以

後者最常見。玄武岩分佈極廣，岩流掩蓋之面積亦極大，如美國及印度西部，其流經之區域，達 200,000 平方哩，厚度達數千呎。我國玄武岩分佈亦廣，其最著者如海南島北部，雷州半島，張家口及大同綏遠一帶，四川岷山及南京附近大江南北之平頂方山等皆有玄武岩之分佈也。其噴出時代，多屬於第三紀之後半期。至產於四川及黔滇邊境者，則屬中二疊紀。

## (2) 水成岩

✓(一) 成因 (Origin) —— 水成岩為次生岩，前已述之，乃因水、風及冰雪等等外動力，將地表既成之岩石，加以破壞，除一部溶解於水中外，大部分破碎物質，如礫石砂泥土等，可隨流水、風、及冰川等轉運而沉積於他處。初極疎鬆，其後經長久之時日，由於上層之壓力，或遇有含碳酸鈣、矽氧二、及氧化鐵等物質之水溶液，流經砂土之空隙時，逐漸沉澱，使之膠結，歷久之後，疎散之砂土即可變為堅密之岩石矣。故大部水成岩之生成，可分為四步驟如下：

甲、風化及剝蝕——由於風、水及冰雪之作用，將已成岩石破壞。

乙、轉運——由風、水及冰雪等將破碎之物質搬運至他處。

丙、沉積——至適當之環境時，不能運載之物質，即行沉積。

丁、硬化——由壓力或膠結作用，將疎鬆之物質變為堅密之岩石。

(二) 沉積之地位 (Places of Deposit) —— <sup>水</sup>火成岩沉積之地位，可分為三：即陸地、海濱及海底是也。因此可分為大陸沉

積、海濱沉積及海成沉積三類，茲分述於下：

1. 大陸沉積 (Continental Deposits) ——大陸沉積者，即大陸上江湖中沉積之岩石也。江湖所在地之地形氣候各處不同，故其沉積性質，亦不一律。研究其中所含化石及岩石性質，常可推知沉積時氣候與地形之概況。江河入海或湖，因水速驟減，沉積較多，常能造成陸地，稱為三角洲 (Delta)，我國江蘇山東一帶之平原，即揚子江與黃河之大陸沉積也。

2. 海濱沉積 (Littoral or Beach Deposits) ——海潮最高與最低間之一部，稱為海濱。若海岸傾斜甚陡，則海濱之面積甚狹，如為海崖 (Sea Cliff)，則無海濱之可言。換言之，若海岸傾斜甚緩，則海濱之面積較寬，所沉積之物，多屬粗砂與砂礫，因細砂與泥易為海浪及潮流所震蕩也。此種沉積，必不過厚，因水平稍有變更，即海陸變相，而失其為海濱矣。

3. 海成沉積 (Marine Deposits) ——大陸剝蝕之物質，多沉積於自海潮最低處至海面下 100 海尺之處，所謂淺水部是也。在此範圍內，其沉積物大部分為近海沉積 (Terrigenous deposit)，主要物質為砂與泥，或由河流自大陸轉運而來，或為海浪衝擊海岸而成。至較細之泥土則可達於較深之水中，自此以下，則稱為深水部。此中沉積多由海底之生物作用而成，其質以碳酸鈣為主要。

(三) 結構 ——砂礫等運至水中，粗重者必先沉，~~較~~細者後沉，故自下而上，有粗細之分，若為流動之水，砂礫之粗重者，因水力不易載之過遠，遂先行沉積。而輕細者隨水遷徙，挾帶至較遠之地，漸行沉積，因此雖在同一水平面，亦有粗細之別

矣。若水速常變，則砂礫粗細，亦隨時易位，故上下兩部，其結構全然不同，此即稱為層理 (Stratification)，水成岩又可稱為成層岩 (Stratified rocks) 者，即此故也。其中單獨層次稱為層 (layer or bed)，一層之中，其組織、顏色及成分大部一致，其厚度可薄至數公分，有時亦可達數十公尺。二層相接之面稱為層面 (Bedding Plane)，一層之內，又可分為無數薄層 (Laminae)。薄層間之分別，主要者為其顏色，數層相合，且沉積係在同一地質時代，則稱為一地層 (Formation)。

#### (四) 組織 (Texture)：——

1. 粒之大小 (Size of Grain) —— 水成岩之粒大於豆者，稱為砂礫 (Gravel)，每一砂礫則稱為礫 (Pebbles)，如小瓜大小者稱為漂礫 (Boulder)，小於豆者稱為砂粒 (Sand)，其最細且易於被風所吹揚者，則稱為灰塵 (Dust)，此種經潤濕後，乾時即粘結成固體物質。由粒之大小，即可決定大部分水成岩之種類，如礫岩為粗粒狀岩石，砂岩為中粒狀岩石，而頁岩則為細粒狀或密緻狀岩石等是也。

2. 形狀 (Shape) —— 水成岩所含顆粒之形狀，乃以其轉運之遠近而定，通常為近圓形或卵形，但有時則為帶角形 (Angular)。在砂岩及長石砂岩中，其顆粒之帶角狀性質，有時用放大鏡可以見之。如具有此種性質，常稱為碎屑狀組織 (Clastic texture)。至在礫岩中，如所含之礫為帶角狀者，則稱為角礫岩。

3. 膠結物質 (Cement material) —— 膠結物質者，乃將疎鬆之物質，膠結而成堅實岩石之物質也。其來源或自其他岩石中溶解而來，或沉積物本身一部分溶解，重行沉積而成。或為沉積物中包裹之較細物質所組成。屬於前二種者以



砂質及石灰質爲最普通之膠結物質。屬於第三種者，以粘土質爲多，至氧化鐵亦爲普通之膠結物質或係由於第二種方法而成。岩石之堅度，常視膠結物質之種類及量之多少而定，例如膠結物質爲砂質，常甚堅硬，如爲粘土質，則質地鬆軟多矣。

(五)特徵 (Characteristic features) ——水成岩除具有層理外，尚有下列諸特徵：

1. 化石 (Fossils) ——水成岩中普通常含古代生物之遺跡，有時僅含其印跡，有時保存其堅硬部分，如骨骼及軀殼，有時則可整個保存，此種即稱爲化石。時代不同之地層，其所含之化石種類亦異。是以吾人研究古代之化石，不但能推究沉積時之環境，且可研究其進化之程序也。

2. 古獸足跡及雨點之遺痕 (Foot Prints, and Rain-drop Impressions) ——古代鳥獸，經過河灘或海邊之軟泥土上，常印足跡，雨點亦然。在乾燥或半乾燥區域，一經留痕即不易消滅，其後被砂土所覆蓋，即得永遠保存，岩石之具此遺跡者，以頁岩爲最多，頁狀砂岩有時亦有之，此爲大陸沉積之特有現象。

3. 乾裂 (Mud Cracks or Sun Cracks) ——軟質泥土，爲日光所曬，則乾裂而成五邊形，或其他形狀。在乾燥氣候時，飛砂覆其上，則裂縫即被充填，而得保存。此種多產生於河灘，內湖岸及海邊之上，亦爲大陸沉積之特徵。海成沉積則無此現象。

4. 波痕 (Ripple marks) ——吾人在江河之岸，常見水底砂土因水面波浪作用之關係，往往受其掀動，而成一組平行之突起，此即稱爲波痕。如被砂土所覆蓋，則其遺跡，即

可保存(圖 4 A)。此種現象，多在淺水，通常不過百尺之深度。被風刮成之砂丘土，亦常有似波痕之跡，惟形狀不同耳。

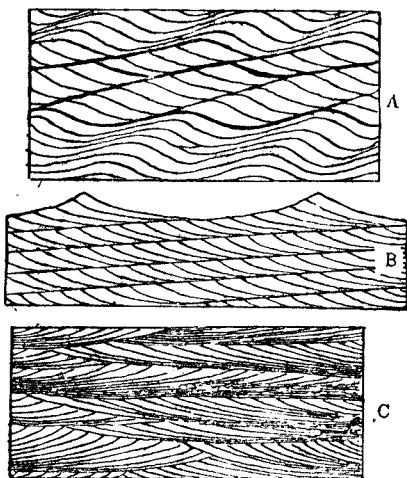


圖 4 A: 示波痕之剖面 B: 示水成之交錯層  
C: 示風成之交錯層

5. 交錯層 (Cross bedding)——水成岩之層理，有時並不互相平行，而交斜錯雜，如(圖 4 B)稱為交錯層，大陸、海濱及海成沉積皆可見之。風力所成之砂丘，亦有交錯層，惟其形狀較為紊亂，與水成岩不同耳(圖 4 C)。

✓ 6. 結核 (Concretions) ——水成岩中常含有其他物質之包裹物，其形狀為渾圓、橢圓或其他不規則形狀之團結體，大小不一，直徑可自數公分至數公寸，有時成平行排列，如將其擊破，則此球狀體之中心常有如核之物，此種即稱為結核。組成結核之物質，每與其本岩不同，但常為岩石中所

含之微量成分之一。如白堊及石灰岩中之結核每爲矽質，而在砂岩中每爲鐵質。前者如我國二疊紀棲霞灰岩層之燧石結核，後者如四川威遠附近，侏羅紀砂岩中之菱鐵礦結核是也。結核之生成，乃由地層中之微量物質，經流水溶解，復依一物作爲心核，環繞沉澱而成。

7. 鮎狀 (Oolite)——岩石中所含之結核，如極爲細小，狀如魚子者，則稱爲鮎狀。此種以石灰岩中爲最普通，鐵礦中亦常有之，如較魚子稍大則稱爲豆子石 (Pisolite)，我國北方之寒武紀地層中有之。

(六)地層之厚度 (Thickness of Sediments)——水成岩既係沉積於江湖或海中，因沉積時之環境不同，故層厚常有變遷，故雖同一地層，然在某地較厚，而在某地則較薄，此爲地質上最常見之事。普通沉積層之厚度，約自數百公尺至數千公尺。較厚之地層，當其沉積時，海底必有沉陷之情形，否則不易達如斯之厚度也。

(七) 超覆 (Overlap)——吾人常見一組岩層，在上一層較其下一層延展爲遠，而再下一層漸薄而歸於烏有。此種關係即稱爲超覆，其生成情形如圖 5。此種現象，對於地質上甚感

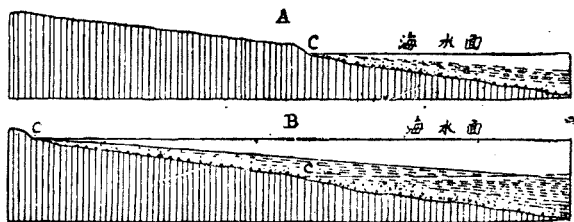


圖 5 A 示海水自右向左伸進沉陷大陸塊而成之超覆。每層向左伸展，超覆于下部岩層之上。B 示 A 圖之海水繼續前進而成之現象。

興趣，因其可以表示古時海岸線之地位，及大陸之升降與海岸線之進退也。

(八)地層時代 (Relative age of beds) ——在一水平之地層，其層次愈上愈新，愈下愈老，其理至明。惟地質作用，異常複雜，常因變動關係，而背乎此理者甚多，此當於後章述之。

(九)水成岩之分類 (Classification of Sedimentary Rocks) ——世界上之水成岩，按其性質，據亥斯 (V. Hise) 氏之推算，泥質岩類佔 65%，砂礫岩類佔 30%，灰質岩類佔 5%。但據克拉克 (Clarke) 氏之計算，則為泥質岩類佔 80%，砂礫岩類佔 15%，灰質岩類佔 5%。克氏並謂全世界如被覆以水成岩一層，其厚度約在 800 公尺上下。然灰岩，砂岩與頁岩之極純粹者，殊不多見，彼此常互相混雜。

關於水成岩之分類，如按其性質尚不如依其生成方法，較為適當。茲將 L. V. Pirsson 氏所擬之分類法列之如下：——

一、由化學作用而成之物質：——

(A) 由濃化作用而沉積者。

- (1) 硫酸鹽類；石膏及硬石膏
- (2) 氯化物類；岩鹽
- (3) 矽質；矽華及相關之岩石
- (4) 碳酸鹽類；石灰華及相關之岩石
- (5) 各種水成鐵礦。

(B) 由生物作用而沉積者：

- (1) 碳酸鹽類；石灰岩及白雲岩
- (2) 矽質；矽藻土及相關之岩石
- (3) 磷酸鹽岩

(4) 煤、石油等

二、由機械作用而成之物質：——

(A) 風成沉積；黃土、砂丘、及火山灰

(B) 水成沉積；

(1) 礫岩及角礫岩

(2) 砂岩

(3) 頁岩

(C) 冰成沉積；冰礫岩。

(十) 水成岩各論 (Description of Sedimentary Rocks):

1. 礫岩 (Conglomerate)——各種大小不同之石礫，經較細之物質膠結而成之岩石，稱為礫岩。石礫常為圓形，其大小自豆大至瓜狀大小。礫之種類不一，或為一種岩石或礦物，或為數種岩石或礦物混合而成。如為礦物，則以石英為最普通。膠結物質之種類，亦各不同，普通有砂質、石灰質、粘土質及鐵質等數種。因此礫岩之硬度及顏色亦隨之而異。如礫岩含有多色之礫，磨光之後，甚為美觀。此種岩石分佈甚廣，我國揚子江下游下石炭紀之烏桐石英岩層底部及四川嘉陵江邊之新生代之江北礫岩層等皆是。因礫岩沉積較其他較細物質為先，故礫岩每為一組新成層岩之開始沉積物，不整合覆於較老地層之上。因此，在劃分地層之地質時代時，礫岩常甚為重要。

2. 角礫岩——角礫岩與礫岩相似，所不同者即礫之形狀為帶角形，此乃示物質在水中搬運不遠，即行沉積。如係火山碎屑物質集合而成，則稱為火山角礫岩或塊集岩。如在破碎之岩帶中，有含物質之水溶液，流經其間，其沉積之

物質，亦可將破碎之岩石，膠結成堅固之岩石，此種則稱爲擦碎角礫岩 (Friction breccias or fault breccias)。通常無顯明之層理。

3. 砂岩 (Sandstone) ——砂粒膠結後，卽成砂岩，故純粹之砂岩，幾全爲石英粒所組成，其膠結物常爲石灰質、砂質及鐵質等。石灰質砂岩，剝蝕最易，鐵質者次之，呈紅黃褐等顏色。砂質砂岩，最爲堅硬。又有爲粘土質膠結而成者，稱爲粘土質砂岩。含雲母者稱爲雲母砂岩。我國四川白堊紀四川系地層中有之。含長石者則稱爲長石砂岩 (Arkose)，我國五台系及侏羅紀之香溪系中有之。砂岩中除石英以外，尙含有其他岩石如頁岩、石英岩、花崗岩及玄武岩等，或礦物如角閃石，石榴子石，電氣石及輝石等之碎屑，則稱爲硬砂岩 (Graywacke)。砂岩通常爲多孔性岩石，其孔隙約佔岩石容積百分之五至百分之三十，是以砂岩爲最佳之蓄水層。砂岩之比重爲 2.5—2.7，每立方呎重約 125 至 150 磅，其壓碎強度每平方吋約爲 1,500 至 15,000 磅。砂岩爲極普通之水成岩，分佈甚廣，各地皆有。我國如四川盆地之侏羅紀及白堊紀地層，均以砂岩爲主。砂岩用於建築工程上甚多，因其不但分佈廣，且易於開採也。至其耐久與否，則視其膠結物爲何而定，如爲砂質者甚爲堅硬，如爲石灰質等則易於風化，使質變軟，故後者若用於較大之建築，實不相宜。

4. 頁岩 (Shale) ——頁岩爲粘土或泥土之已膠結者，每具薄層狀或頁狀 (Shaly) 之結構，此種裂開乃與層面平行。頁岩質甚細密，成分肉眼幾不可辨，以顯微鏡下觀察，及化學分析研究之結果，知其大部爲石英高嶺土及與其相關之粘土物質。與其相伴而生者尙有雲母，及其他礦物，其膠

結物常爲砂質、石灰質、及鐵質等，故有砂質頁岩、灰質頁岩等名稱。尙有富於碳質者，呈黑色，稱爲炭質頁岩，此在煤系岩層中最多。頁岩中如含砂粒較多，稱爲淤泥岩(Siltstone)，如不具頁狀結構，則稱爲泥岩(Mudstone)，我國四川三疊紀飛仙關系地層中卽有之。頁岩除砂質者外，極易風化，故在野外常呈平緩之丘陵。頁岩亦爲甚普通之岩石，分佈頗廣，其用途除作製磚及水泥之原料外，對於建築上無甚價值。頁岩風化後所成之土壤，甚爲肥沃。頁岩因質地密緻孔隙極少，故爲不透水層。

5. 石灰岩(Limestone)，——石灰岩之成分爲碳酸鈣，若其中稍含碳酸鎂(5%—20%)，則稱爲白雲岩(Dolomite)。石灰岩常爲帶藍色，以含有機物質之多寡，顏色約自淺灰至黑色不等。有時爲淡紅、灰白、帶黃或褐色。石灰岩爲細而密緻之岩石，斷口爲似貝狀，硬度不大，小刀可劃傷之，遇酸則生氣泡，故甚易認識。比重爲 2.6—2.8，密緻石灰岩之壓碎強度，通常在每平方吋 40,000 磅以上，其孔隙與岩石容積之比，約爲 0—15%。石灰岩常具有顯明之層理，其層次厚薄不一，厚者一層可達數十公尺以上，而薄者僅數公分左右。石灰岩經風化後，碳酸鈣被溶解而去，所餘者多係不溶解之雜質，故所成之土壤，甚爲肥美，宜於耕種，顏色常爲深紅或黃色。石灰岩之種類甚多，茲略述較重要者如下：

⊙ (甲) 介殼石灰岩(Shell limestone)——含生物介殼(以腕足類爲多)甚多之石灰岩。

(乙) 粘土質石灰岩(Argillaceous limestone)——含粘土甚多之石灰岩，我國三疊紀之薄層灰岩，卽一部屬此。

(丙) 砂質石灰岩(Arenaceous limestone)——含砂

粒甚多之石灰岩。

(丁)瀝青質石灰岩 (Bituminous limestone)——含相當有機物質之石灰岩，擊破後常有瀝青臭，色深暗，我國江蘇寧鎮山脈之二疊紀之臭灰岩 (Swine limestone) 即係此種。

(戊)海綠石石灰岩 (Glauconitic limestone)——含綠色海綠石礦物之石灰岩。

(己)石印石 (Lithographic stone) ——為極細粒之石灰岩，質地純粹，如我國中二疊紀之茅口灰岩。

(庚)燧石石灰岩 (Chert limestone) ——含燧石結核之石灰岩，如我國揚子江中下游之二疊紀棲霞灰岩。其中含燧石結核甚多，有時且排成層狀。

(辛)鱗狀石灰岩 (Oolitic limestone) ——含有狀如魚子之小圓體凝結之石灰岩。

(壬)白堊 (Chalk) ——為白色粉末狀之石灰岩。

(癸)泥灰岩 (Marl) ——為介乎於頁岩與石灰岩之間之岩石，質地疎鬆，易於風化。

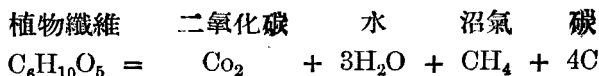
石灰岩分佈極廣，各地皆可見之，以地質時代而言，我國震旦紀、寒武紀、奧陶紀、石炭紀、二疊紀及三疊紀等地層中皆產有之。其用途除作建築之石料外，尚可燒製石灰及水泥。鍊製鋼鐵時，石灰岩亦為最常用之熔劑 (Flux)。

6. 其他各種水成岩——水成岩除以上數種外，尚有次要者數種。茲述之如下：

(A)煤 (Coal) ——在某地質時代中，常有碳質有機物質薄層夾於成層岩中，此即稱之為煤。煤之成因甚繁，簡述之，為古代植物在水中腐壞後，一部分碳質與氧化合



而成二氧化碳。一部分氫與其餘氧（化合而成水，多餘之氫與一部碳質合而成沼氣，故剩餘者為碳。此種化學變化可以下式表之：



以上之變化，並非即刻變成，乃係漸漸遞變，最初所成者稱爲泥碳（Peat），爲一種黃褐色至褐色之交錯纖維狀物質，與壓緊之烟草相似，含遺留植物之根、莖及葉等甚多。泥炭再經變化後，即成褐炭（Lignite），爲一種褐色鬆軟而無光澤之物質。植物之遺跡，尙可察見。比重爲 0.7—1.5，燒時可發黃焰，含碳百分之 55 至 75，水分甚多，有時可達 40% 左右。此種再變即成瀝青炭（Bituminous Coal），爲一種密緻黑色而性脆之岩石。光澤自無光彩至瀝青狀不一，比重爲 1.2—1.5，燒時有黃焰及強烈之瀝青臭。含碳百分之 75 至 90。瀝青炭所含之固定碳與揮發物質之量比常不一定，如含揮發物質達 30% 左右者，可以製鍊焦炭及煤氣，其含揮發物質在 15—20% 之間者，用於蒸汽鍋爐，極爲合宜。在特殊地質情形之下，瀝青炭又可變爲無烟炭（Anthracite），此種爲密緻，黑色而有閃光之岩石，性脆，比重爲 1.4—1.8，含碳約自 80 至 95%，燒時無煙無臭，而熱力極強，頗適於家庭之用。

煤之分佈甚廣，以地質時代而言，在志留泥盆紀已有之，但爲量甚微，無開採之價值。石炭紀時，煤層分佈較廣，儲量亦鉅，我國北方諸省如山東、山西、陝西、河北、河南及東三省等，均以石炭二疊紀之煤爲主，南方則以二疊紀及侏羅紀之煤爲主，如四川、雲南、貴州等省是也。以種類而言，我國所產者，以瀝青炭爲多，無烟炭則較少。我國各省煤田儲量共 243,670 兆

噸，其中以東三省、山西及河北諸省爲最多。

(B)鐵礦 (Iron Ore)——與成層岩常相伴生者，有鐵礦之沉積層，其厚度自數吋至數十呎不等。鐵礦之種類，有褐鐵礦，菱鐵礦及赤鐵礦等，我國廣東之雲浮，及四川綦江之赤鐵礦，即屬此種。

(C)岩鹽及石膏 (Rock Salt and Gypsum)——岩鹽及石膏，亦皆爲化學沉澱，常與粘土及頁岩相伴而生。我國岩鹽之最著者，爲四川之自流井，此外湖北、湖南、貴州及西北諸省亦產有之。石膏則常與岩鹽共生，以產於湖北應城者爲最著名。

### (3)變質岩

(一)意義——變質岩者，乃火成岩或水成岩受高壓高溫及水氣之作用，而將其中所含之礦物及其組織，完全或一部分改變，而成爲另一種類之岩石也。此種變化，即稱爲變質作用 (Metamorphism)。

(二)變質作用之要素——岩石之變質有三要素：即壓力 (Pressure)，熱力 (Heat) 與液體及氣體 (Liquids and Gases) 是也。此三者各有其效用，而無分輕重，若岩石變質甚深，則三者之作用，必皆甚爲強烈，否則三者之中，以一爲主，其他爲副。茲將三者之情形列述如下：

岩石若僅受其上部地層之靜壓力 (Static Pressure)，則所產生之變質效用甚微，僅能將疏鬆者壓成堅實，除非有高溫之熱力助之。若爲動壓力，則可發生重要變質。動壓力者，乃岩石周圍所受強弱不均之壓力也，故其中之分子，得乘虛弱之處伸張或重行排列，因以造成一特殊之變質結構。據學者實驗，僅動壓力一種，即可使岩石中礦物，重行排列，而成扁平或狹

長狀，互相平行，即所謂片狀組織是也。如再加熱力及氣液等從旁相助，則變化更大，因熱力可以熔解岩質，將已成之礦物，使之分裂，而另造成新礦物，如火成岩侵入於石灰岩中，則因熱力影響，重行結晶，成爲大理岩。其中並產生鈣輝石（Wollastonite）及綠簾石等新礦物，\* 若侵入體之岩漿中，含有多量之氣體（水汽及硫氟等）及液體，在高壓高溫之下，其化學作用，更爲顯著。當其射入水成岩中，即能熔化岩石，并組成新礦物，同時尙可產生重要之礦床。

(三)變質岩之礦物成分——有數種礦物如霞石及方鈉石等，爲火成岩之特有礦物，而其他如藍晶石（Cyanite），黝簾石（Zoisite），十字石及滑石等，則爲變質岩中之特有礦物。尙有數種礦物如石英、長石、角閃石、輝石、石榴子石及雲母等，則在火成岩與變質岩中皆含有之。茲將變質岩中所常有之礦物列表如下：（在（I）中爲主要成分，（II）中或爲主要成分或爲副成分，（III）中則爲偶然含有之礦物）

I.	II.	III.
石英	石榴子石	石墨（Graphite）
長石	十字石	電氣石
黑雲母	綠簾石	粒狀矽鎂石（Chondrodite）
白雲母	黝簾石	符山石（Vesuvianite）
角閃石	藍晶石	赤鐵礦
方解石	輝石	
白雲母	磁鐵礦	
綠泥石	滑石	
蛇紋石		

\*產生變質作用熱之來源有三：（1）地球內熱，愈深愈高；（2）自地球運動而生，及（3）從鎔融岩漿侵入而生。

(四)組織——變質岩之組織，與火成岩不同，茲分述於下：

1. 結晶質 (Crystalline)——一部分變質岩如大理岩等，係屬結晶質，此與火成岩約略相似，惟一係自熔融岩漿固結而成，一係固體物質經熔化後，重行結晶而成。

2. 片狀或片麻岩狀 (Schistose or Gneissic)變質岩中之礦物，常平行排列，而成葉片狀組織，粗者稱為片麻岩狀，細者則稱為片狀。前者因礦物排列相間成帶形，故又稱為帶狀 (Banded)。

3. 板狀解理 (Slaty Cleavage) ——變質岩如板岩一類，層理極薄，沿層面裂之，甚易分開，成均一厚度之薄板，此即稱為岩石之解理性。論其成因，由於岩石受大壓力，致將其中分子，擠壓成行，遂成片狀之解理面。此面與壓力方向常成垂直，是以與層理面之關係，並無一定也。在近褶曲之軸部，解理面與層面相垂直，而在兩翼部分，則近於彼此平行。

(五)變質現象之種類——以變質時地位，及作用之不同，變質現象，可分為三大類：

1. 接觸變質 (Contact Metamorphism) ——火成岩體侵入於其他岩石中（以水成岩為最普通），在其接觸帶，常起變化。其屬於火成岩本身者，因與其他岩石相隣接之處，冷凝甚速，故其組織，常較火成岩之主體為細，有時或成斑狀，是以一花崗岩之侵入體，其與他種岩石接觸部分，常變為密緻之品基長英斑岩 (Felsite)，或花崗斑岩是也。此種變質，稱為內成變質 (Endomorphic)，其屬於被接觸之岩石者，則因受高熱與岩漿中所發出之氣體，或液體之作用，

或將岩石變硬，或將岩質重行結晶，有時且可產生新礦物，此種變質，則稱爲外成變質 (Exomorphic)。屬於前者之例，爲頁岩變質後，通常成爲角頁岩 (Hornfels)，後者則例如石灰岩經變質後，成爲大理岩，有時可產生石榴子石，綠簾石及鈣輝石等新礦物。

2. 熱液變質 (Hydrothermal Metamorphism)——當火成岩冷凝時，尚有餘液，分泌而出，溫度雖不甚高，然挾氣質甚多，若與四圍岩石接觸，亦可起化學作用，而產生熱液變質，絹雲母、綠泥石、綠簾石及石英等礦物即由此而生。此類變質範圍甚狹，然有許多有經濟價值之礦脈，係由此而生。

3. 區域變質 (Region Metamorphism)——火成岩或水成岩，皆能因深埋地下，受動壓力之緊縮斷裂，而起變質，其作用以壓力爲主，熱力次之。所成之變質岩，大半具有片狀帶狀或解理性之組織。其變質範圍甚廣，變質現象，以此爲最偉大。我國川康兩省接近地界，即爲一大區域變質地帶。

(六)分類——變質岩既由他種岩石變化而成，則反而求其原生岩之情狀，實爲分類法中之最重者。然變質作用，異常複雜，一經改變，往往失其本來面目，例如花崗岩或砂岩皆能變質而成片麻岩。然欲定片麻岩之出自水成岩抑出自火成岩，則非經詳細研究，一時不易斷定。故欲以成因爲分類之基礎，實甚困難，歐美學者對於變質岩，至今尚無一適當之分類法。茲將 L. V. Pirsson 氏之分類法列下：

## (A) 與水成岩有關者：

沉 積 物	水 成 岩	變 質 岩
砂礫.....	礫岩.....	片麻岩，及各種片岩
砂.....	砂岩.....	石英岩，及各種片岩
淤泥及粘土.....	頁岩.....	板岩，及各種片岩
石灰沉積.....	石灰岩.....	大理岩，及各種片岩

## (B) 與火成岩有關者：

火 成 岩	變 質 岩
粗粒含長石類，如花崗岩等	片麻岩
細粒含長石類，如晶基長英斑岩等	板岩及片岩
鐵燄質岩石如輝綠岩及玄武岩等	普通角閃片岩，滑石片岩等及蛇紋岩

## (七) 變質岩各論

1. 片麻岩 (Gneiss) ——此岩所含之重要礦物，為石英、長石及雲母，有時含普通角閃石，故其成分與花崗岩相似，惟各礦物，多呈平行排列，稱為片麻岩狀組織，故黑白相間，甚為美觀。有時呈斑狀，斑晶多為長石。片麻岩之顏色頗不一律，多以其所含礦物之種類為標準，若含石英及長石較多則色淡，反之則色較深。片麻岩常為世界最古之地層，我國太古代之泰山系，即為此種。其用途亦廣，尤以建築方面為多，然如片麻岩狀組織太深，則不甚合宜。

2. 石英岩及雲母片岩 (Quartzite and Micaschist) ——砂岩經變質後，即重行結晶，而成石英岩。組織為塊狀。

若呈片狀組織，則稱爲石英片岩。若原生砂岩，質地不純，則變質後，即易產生多量之雲母，成爲雲母片岩。以石英、長石及雲母含量之多寡，介乎於片麻岩、石英岩及雲母片岩三者之間之岩石亦甚多。石英岩性質堅硬，普通多爲白色，若含有其他雜質，則有淺紅、淺灰及褐色等，比重爲 1.8—1.9。此岩與砂岩唯一之區別，即其破面，以手擦之，不覺粗糙，其分佈甚廣，我國北方之南口系，及南方之烏桐系等地層中，即有厚層之石英岩、雲母片岩之片狀組織，異常顯著。其顏色乃視其所含之雲母種類而定，如含白雲母較多，則爲銀白色或銀灰色，如含黑雲母較多，則顏色深暗。雲母片岩在變質區域甚爲常見，我國山西之五台系，及西康之西康系地層中即含有之。

3. 板岩 (Slate)——板岩爲一種極細粒之岩石，乃由細粒之沉積物如泥、粘土及頁岩等經壓力變質而成，具有板狀解理，顏色不一，有紅、綠及灰色等，通常爲暗灰黑黑色，比重約爲 2.8。板岩因可裂成薄板，故應用作屋瓦及黑板等甚多。板岩之解理，乃受緊壓而產生，故與層面毫無關係。

4. 千枚岩 (Phyllite)——此種岩石與板岩相似，惟含雲母較多，常呈絹絲光澤。此岩之性質乃介於板岩與雲母片岩之間。千枚岩除由細粒之沉積物變質而成外，火成岩如晶基長英斑岩，熔岩及凝灰岩等經變質後，亦可變成。

5. 片岩 (Schist)——凡具有片狀組織之變質岩，多屬之，分佈於區域變質帶。此種以其所含礦物不同，又可分爲下列數種：

(1) 普通角閃片岩 (Hornblende Schist)——含普通角閃石及少量長石。前者常呈平行柱體，顏色爲暗綠至黑

色。

(2) 綠泥片岩 (Chlorite Schist) ——所含礦物以綠泥石爲主，顏色爲綠至暗綠，觸之有滑感。

(3) 滑石片岩 (Talc Schist) ——所含礦物大部爲滑石，手觸之有滑感，顏色白至淺綠，硬度甚低。

6. 大理岩 (Marble) ——大理岩乃由白堊及石灰岩等變質而成，多爲粗粒狀，顏色爲白色，如含有雜質，往往佈成美麗之花紋，磨光之後，異常美觀，故可製器具、裝檯面、彫刻及裝飾品等，用途甚廣。大理岩分佈亦廣，區域變質及接觸變質區域皆可產生，我國雲南大理，江蘇高資，及西康等地亦產有之。

7. 蛇紋岩 (Serpentine Rock) ——此岩爲塊狀，爲帶綠至黑色，有脂肪感觸，所含成分大部爲蛇紋石，其中常含有貴重金屬，如鎳及鉑是也。蛇紋岩與大理岩之自然混合物則稱爲古綠石 (Verde Antigue)，綠白相間，顏色極爲美麗，故在大建築中，用作裝飾石料者甚多。



## 第四章 火山 (Volcanoes) 及地震 (Earthquakes)

### 甲、地殼之變動

地殼之成分性質已如前述，今將進而研究其變遷之原因，及其各種之現象。變化地殼之動力，可分為內外二類，凡風雨冰雪，江海湖澤之侵蝕或沉積諸現象，皆屬外動力 (Exogenous agency)，凡火山地震潛水諸現象，皆屬內動力 (Endogenous agency)。外動力以太陽之光熱，為各種動力之源，而內動力則以地球內熱及地心吸力二者為主動。

### 乙、火山

(1) 定義——火山之名，本乎 “Volcano”，此原為地中海意大利黎巴里羣島 (Lipari Islands) 中之一火山名，以後遂變為普通之稱矣。地內之水汽及熔岩等物質，沿地殼之弱點 (如裂縫或斷折等) 衝破而出，噴吐騰空，是為火山作用 (Volcanism)。噴發之物，堆積成山。稱為火山，其噴出之口，成漏斗形，稱為火口 (Crater)。火口通常在山巔中央，如此者稱為主火口 (Main crater)。其在側面者，稱為副火口 (Parasitic crater)。火口大小不一，如檀香山之 Kilauea 火山，直徑達 4700 公尺，是為最大者。火山者實非噴火之山，其遠望之如煙者，乃噴出之水蒸氣，望之如火焰者，乃灼熱之熔岩與其灰燼也。近人以噴火之有無，區別為 (1) 死火山 (Extinct volcano) (2) 休眠火山 (Dormant volcano)，及 (3) 活火山 (Active volcano) 三類。然火山之活動力，實無一定，故甚難如此測定。就通常而言，凡火山之休眠期愈長者，以後之破裂亦愈猛烈，

而最慘怖之災害，亦常由一時認為已經休眠而突然破裂之火山所致。如意大利之維蘇威 (Vesuvius) 火山，在西曆 79 年以前之人，固不知其為火山，但忽於是年大行潰裂，將 Pompeli 城包圍其中，Herculaneum 城之四周變成泥塘。至 Stabies 城，則立刻被淹沒於熔岩之下。自是以後，遂為世界著名之活火山矣。

火山之大小，種種不一，有僅高一二百呎者，有成極高之山峯者，如南美洲之安第斯 (Andes) 山一帶，火山最高者達 19600 呎，其噴口之直徑約半哩，深約 1500 呎，此乃就現代火山而言，其已經休眠者，高大猶不止此。

(2) 噴發之情形——火山噴出之物質，約有三種：即氣體、含熔岩之液體及成碎屑狀之固體灰燼是也。故火山噴出之情形，乃以此三種之關係而定。如噴出時，氣體甚多，則其作用，必甚猛烈。如氣體甚少，大部為流質之熔岩，則其作用必較和緩。因此火山噴發可分為爆烈 (Explosive) 與寧靜 (Quiet) 兩種。然大多數之火山，乃介於此二者之間，當其初發，因積蓄既多，熱亦甚猛。及氣體稍洩，熔岩繼出，漸復寧靜，此種火山噴發稱為中和 (Intermediate)。茲分述如下：

(A) 爆烈式——此類火山將破裂之時，火山周圍之地，覺有地動，當時地底下似乎發生震響，同時噴口似在破裂中。從噴口於是乃噴出黑而且濃密之蒸氣及煙霧，瀰漫天空。此後隨時能發生較以前更強之爆聲。若在噴口有岩石塞於其中，常被衝至空中，裂成碎片及灰塵落於火山之四圍。世界最大之爆烈式火山，為爪哇附近之 Krakatoa 火山，突於 1883 年八月，稍噴氣體後，即行爆發，將島嶼一半，轟至空中，蒸氣與細塵騰至高 17 哩至 20 哩之空中，附近不見

天日，聲震數百哩，海水高騰於海潮在百呎以上，因此附近村市悉被毀滅，喪失生命在 40,000 人左右，遠至 3000—4000 哩以外，尚可感覺，全世界之氣壓爲之變動至一月有餘，其爆發之猛烈，於茲可見。

(B) 中和式——此類大部之火山屬之，噴出開始時每爲爆烈式，噴出大量氣體，及固體碎屑物質，如火山彈及火山灰等，其後則繼之而爲熔岩流出，漸趨寧靜，終至息滅，日久後再有第二次噴發。此類火山以維蘇威火山最爲著名。此火山甚古，自羅馬時代以後，即行休眠，直至西曆 79 年又開始活動，前已言之。此次噴發，將舊火口大部衝毀，而建造現在維蘇威之新火口。現新火口已高約 4000 呎，仍繼續噴出，時而爆烈，時而寧靜。最後一次係在 1906 年四月，所噴出之細塵，騰至 17,000 呎之高度。

(C) 寧靜式——此種噴出全爲液體之熔岩，無爆烈性之氣體及灰燼，故絕不爆烈。熔岩溫度甚高，而易於流動。此式最適之例，爲夏威夷羣島 (Hawaii Island) 之火山，噴出物俱爲熔岩。現在仍活動之 Mauna Loa 火山錐，高約 13,700 呎，所流出之熔岩，範圍甚廣，已有流至 50 哩之長者。

(3) 熔岩與岩漿——地球內部之流體物質升至地面後，造成所謂火山者，稱爲岩漿。此種岩漿達地面後，冷凝固結而成之岩石，則稱爲熔岩。前者在地下較深之地點，因壓力之關係，常含大量之氣體，其中尤以水汽爲多，而成一熔融溶液。即至地面後，壓力減去，致所含之氣體，大部逸出，而造成火山活動。故視岩漿之性質爲何，而定所產火山之式類及熔岩之種類。茲將岩漿及熔岩之性質，比較如下：

岩漿 { (a) 發揮物質；氣體及水汽， $\text{CO}_2$  等。  
(b) 非揮發物質；組成固體物質之成分，熔岩。

	主要成分	主要礦地	所成岩石
熔岩	(a) $\text{SiO}_2$ 較多者； $\text{Al}_2\text{O}_3$ , $\text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O}$	鹼性長石，石英等……	晶基長英斑岩 (淡色)
	(b) $\text{SiO}_2$ 較少者； $\text{CaO}$ , $\text{FeO}, \text{MgO}$	輝石，鈣長石等……	玄武岩 (暗色)

(4) 熔岩性質與火山噴發之關係——火山噴發之或爆或靜，又與其熔岩有關。酸性熔岩，即含  $\text{SiO}_2$  約在 75% 左右者，雖在  $2000^\circ\text{C}$  以上之高溫，猶難完全熔化，因此在噴發之時，其中氣體，雖因壓力解除，然仍難逸出，於是造成爆烈之噴發，故爆烈式之火山，所成之熔岩，多屬於晶基長英斑岩類岩石，例如在 Mont Pelée 火山是也。反之，鹽基性熔岩，即含  $\text{SiO}_2$  在 50% 左右者，則雖在低溫，亦甚易流動，故噴發之時，氣體易於流散，遂無爆烈之現象。是以在寧靜式火山所成之熔岩，多屬於玄武岩類岩石，例如在夏威夷之 Kilauea，熔岩湖是也。

(5) 火山之噴出物——火山噴發之物質為氣體、熔岩及灰燼等三種，前已述之。氣體之種類甚多，中以水蒸氣最為重要。Mt. Etna 火山噴出之水蒸氣，據計算在 100 日中共有 460,000,000 加侖以上。此外鹽酸、氟酸、硫黃及碳酸等氣亦皆有之。灰燼為固體，在噴口邊牆及內部，已凝結成石質，經氣體衝擊而出，常能騰至半空，以其大小，可分為火山彈，火山礫及火山灰塵等，前章已述之。火山灰塵因體積極輕，故能蕩漾空中，傳播甚遠。1883 年 Sunda 海峽之 Krakatau 火山，所噴出之灰、瀰漫空中，與上層之氣流相混，遮蔽地球之大部，

即歐洲地方，太陽亦成異常之赤色，如落日然。熔岩流出時之狀況，又視其性質而異，其基性熔岩，流動甚速，冷凝後面亦光滑，如稍帶卷曲者，常稱為餅狀熔岩 (Pahoehoe)，夏威夷附近所產者即係此種。酸性的，不易流動，每於中途膠積，堆為巨峯，如 Mont Pelée 火山，其所流出之酸性熔岩，堆成長柱，高出火山約 1000 呎，及至其中之氣體爭發後，即復崩解。

熔岩凝結後，其表面常呈特殊之結構。因冷凝時，其中氣體，爭相發出，致全體穿成多孔狀。孔多者其質極輕，能浮水面，稱曰浮岩 (Pumice) 或火山鏢。其冷凝極速者，常成玻璃質，稱為黑曜石 (Obsidian)。

(6) 火山之形狀——火山之形狀，與其噴出物有關，若噴出者純屬灰燼，粗而多角，則沿火口堆積而成高錐，其斜度常達四十度左右，稱為噴岩丘 (Cinder cone) (圖 6 上)，猛烈火山多具此形。若噴出者為熔岩，流溢四周，則山形平坦，其斜不過十度，稱為熔岩丘 (Lava cone) (圖 6 下)。至於中和類之火山其形狀必介於上述二者之間，熔岩與灰燼相間成層。

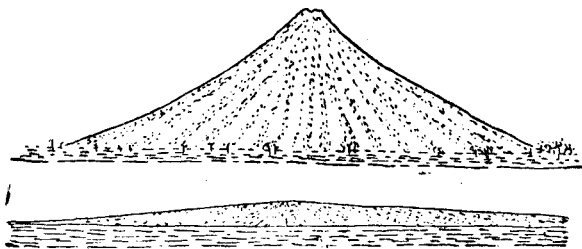


圖 6 上：噴岩丘 下：熔岩丘

火山之外形，完全係單一者，稱為單火山 (Simple vol

cano) 如日本之富士山。一火山之火口內，如更噴出新火山者，稱爲複火山 (Composite volcano)。而世界之火山，大多數屬於複式，稱其外周之火口壁，爲外輪山 (Somma)，中央之火山爲中火丘 (Central cone)。外輪山與中火丘間之環狀低窪地，稱爲火山原 (Atrio)。日本阿蘇火山，其外輪山，直徑長 24 公里，其火山原可居人口數萬，爲世界最大之火口。

火山之山腹或山麓，往往生新火口，而成小火山，是爲寄生火山。一火山之寄生火山有達數十或數百者，例 Etna 火山，卽有寄生火山二百餘。我國張家口東北之達爾湖火山羣，至少有寄生火山約四十左右。火口內有灌水而爲湖者，稱爲火口湖 (Atrio-lake)。我國長白山之主峯爲白頭山，位居遼寧邊境，海拔 2741 公尺，火口周圍十一公里，深 313 公尺，中有火口湖，取名天池，直徑南北 3 公里，東西 2 公里。又有水溪破火山壁而流出者，稱爲火山瀨 (Barranco)，我國山西大同附近之狼窩山火山卽有之。

(7) 海底噴發 (Submarine Eruptions) —— 火山不但大陸上有之，如岩漿由海底之裂隙噴出時，亦可造成海底火山 (Marine volcano)，噴出物堆積後，成爲海底火山錐 (Marine volcanic cone)。此錐逐漸加大，露出海面後，卽成火山島 (Volcanic island)。火山島之例，以 Julia Island 爲最著名，此島於 1831 年發現於西西里島以南，其後因海浪之衝擊，至當年十二月，卽毀滅不見。在 1863 年曾露出一次，以後不復見。然海底火山中，亦有能抵抗海浪之衝擊者，此類火山噴出爲熔岩，質地堅實，如印度洋中之 Saint Paul Island，卽爲此種火山島之適例。

(8) 裂隙噴發 —— 地內岩漿，亦能沿地殼之裂隙迸流而

出，散佈極廣，造成大塊岩流，絕不具火山錐體之遺跡者，稱為裂隙噴發，如美國西北部如 Idaho, Oregon, 及 Washmgton 等地，有大塊岩流，掩蓋面積達 150,000 至 200,000 方哩，深達 3000 呎。印度西部之 Deccan 高原之深暗岩 (Trap)，約佔面積 200,000 方哩，最深達 6,000 呎。我國川康滇黔四省交界處之中二疊紀廣大玄武岩流，亦屬此種噴發。

(9) 火山之成因——火山乃由岩漿自地下深處，噴發而來，實無疑問。惟岩漿昇至地面，係由何種力量所造成，則為一問題。對於此吾人當注意下列兩種假說：(1) 活火山之位置多在海邊或大水帶之近旁；(2) 火山噴出之氣體，以水蒸氣為最多。由此可示岩漿，曾一時和海水相接觸，故水與火山破裂，實有重要之關係。但水並非唯一之原動力，今設有一褶曲地層，其下部有岩漿，因沿着由褶曲而生之裂縫，向地面上升，或沿裂縫流達地面，故無爆烈現象。但岩漿當上升時，若遇着一飽含水分之地層，或恰遇一通海之罅隙，則洞穴中之水，因岩漿溫度甚高，即刻變為水蒸氣，而洞穴便成為蒸氣鍋，結果此蒸氣以極大之擠力，將岩漿推擠上升而達裂縫之上口，即噴口也。由海水所化成之氣體，一經熱之作用，一部即行分解。同時因受洞中壓力之影響，即在岩漿中溶解，以後岩漿沿火山道上升。此種溶於岩漿中之氣體，因壓力解除，乃起騰沸或爆烈，將岩漿迸至空中。洞中之岩漿，噴完以後，作用即行中止，俟下次洞中盛滿岩漿後，再行破裂。總之，由地殼褶曲而生之擠力，有時能使岩漿上升，惟猛烈及急性之爆烈，水實為不可少之原動力。

(10) 火山之厲害——火山之害，盡人皆知，如爪哇之 Krakatoa 火山，意大利之維蘇威火山，日本之富士山火山，屋宇

生靈，皆被埋沒，其災害之大，實可驚人。然火山亦間接與人有益者，地質學家嘗謂若無火山，地內水氣，無從發洩，則地震之禍必愈大。火山噴出之灰燼，質地疏鬆，往往能成肥沃之土壤，對於耕種極為合宜。△

(11)火山之餘勢——岩漿中如含有多量氣體，則火山雖熄滅，而氣體仍復噴發。凡有此種氣體噴出之地，則稱為火山噴氣孔 (Fumarole)，依其溫度高下可分為四種：

1. 熱噴氣孔——自地下溫度極高之處，或從近熔岩之區，放出一種氯化物氣體，以氯化鈉為主。此種凝結後成白色結晶，覆於岩流之上。凡放出多量氯化物之火山，遠觀之如雪山然。

2. 酸性噴氣孔——距火山噴出點稍遠，有發生富於氯化物，亞硫酸氣及多量水蒸氣之噴氣孔，稱為酸性噴氣孔，其溫度約  $300-400^{\circ}\text{C}$  左右。

3. 硫質噴氣孔——凡含有多量之水蒸氣及硫化氫氣之噴氣孔，稱為硫質噴氣孔，溫度不過在百度左右。硫化氫一遇空氣，即分解而生硫磺結晶。如量富，則可供開採。在西西里島之硫磺礦，即為數百年來硫質噴氣孔所積成。每年硫磺產量約為 300,000 噸。

4. 碳酸噴氣孔——有種距火山甚遠之裂隙，噴出碳酸氣，稱為碳酸噴氣孔，此乃表示火山活動之末期。

如火山熄滅後，仍有大量之液體噴出，則成溫泉 (Hot Spring)，沸泉 (Boiling Spring) 及間歇噴泉 (Geysers) 等，其成因相似，然產生形狀不同。溫泉水多由地面水滲入地內，遇高熱之岩石，或與岩漿內水汽相和，則變為熱水，流出地面，即成溫泉。噴泥泉為溫泉之將乾涸者，其水量之蒸發較流出為



速，故存如膠漆之泥質。若質過濃，氣不易洩，亦能爆烈，此種稱爲泥火山 (Mud volcano)。間歇噴泉爲自動噴出之溫泉，其噴發之高度不一，有數呎者，有數百呎者，時間自數分鐘至數小時不等。有者每隔數分鐘或數小時噴出一次，有一定之規律。有者則無一定。世界間歇噴泉之最著名者有三處，即美國之黃石公園、冰島及紐西蘭是也。中以 Old Faithful Geyser 最負盛名，每一小時噴發一次，歷刻餘鐘而上，高度可達二百餘呎。

溫泉所在地，常有沉積物，其質不同，然與附近之岩石常有關係。如附近爲石灰岩，則沉積者多屬石灰質，稱爲石灰華 (Calcareous tufa or Travertine)。如四川北碚溫泉公園附近即產之。如屬石英岩或其他砂質岩石，則成砂華 (Siliceous Sinter or Geyserite)。

(12)火山之分佈——現代之活火山，爲數約五百餘，其熄滅不久，而遺跡猶存者，則不下數千。若將其一一填注於地圖上，其分佈可連續成一直線，最重要者，爲沿太平洋兩岸。自南美安第斯山 (Andes) 起，至 Mexico，越北美合衆國及坎拿大至 Alaska。沿 Alention 海峽至亞洲折轉向南，經 Kamaskatha，達日本及我國之海南島，雷洲半島，入菲律賓而抵東印度，復返太平洋。以上一帶爲火山最多之地。其次自中美至西印度，繼經大西洋之 Azores，Cape Verde 及 Canary Islands，折入地中海，越小亞細亞及阿拉伯而至東印度，又經小島而與太平洋帶相連。此帶之方向約爲東西，太平洋中之島嶼，或爲活火山，或已經熄滅者，其分佈多成東西或南北向之條帶。由此可知，火山之地位與地殼之裂縫及其他弱點線，均有密切之關係也。

我國火山，多爲已熄滅者，據尹贊勳氏之統計，我國近期火山，可分爲五大區：(一)東北區；(二)晉綏區；(三)華中區；(四)滇西區；(五)海南區。茲擇要述之如下：

(一)東北區——我國火山最多之區，首推東北，在遼黑二省，尤爲活躍。在此大區域內，又可分爲十八小區，共有火山丘約一百有餘，中以白頭山之火山爲最大。玄武岩流自白頭山至密山縣綿延五百餘公里，約佔面積四萬平方公里。各山活動時代，當在第三紀中期及第四紀末葉之間。

(二)晉綏區——可分爲三大羣：(1)紅格爾圖火山羣，由六山合成，其中有一山之火山形狀甚爲完整，火口圓形直徑十八公尺。此山高出地面約 43 公尺，山南有長十二公里之岩流，表面呈崎嶇難行之狀，與夏威夷之 aa 式相似。(2)官莊火山羣，由四山組成。(3)大同火山羣，共有十一山，皆在大同縣附近。其中之牌樓山，產火山彈極多。

(三)華中區——包括山東之卽墨，安徽之盱眙縣之女山，及「南京火山」\* 區。女山之火山外圍達八百餘公尺，火口直徑亦達四百公尺。其活動情形，屬中和式，其時代當爲第四紀之初。

(四)滇西區——自南而北爲來鳳山、石頭山、老龍坡、打營山，連同貢坡之九火山及雅烏山，共有十四個火山，其中石頭山所產之玄武岩，多孔而輕，質堅耐用，以之供建築用，可與

\* 「南京火山」乃李希霍芬氏所稱，包括南京大江南北之平頂山丘，如龜岸之方山、紅山、靈岩山、雙女山、大銅山、小銅山、瓜埠山、馬頭山及拾山等。南岸之浮山、赤山及南京之方山等，其頂部除玄武岩流外，尚有火山彈、火山礫及凝灰岩等。南京之方山，據李毓堯氏之觀察，認爲有噴火口之遺跡，是以當時至少曾經一次噴出之作用，其活動時代，約在第三紀。

法國 Lave de Volvic 相媲美。

(五)海南區——此區已知者有八丘，較古之高山嶺火山爲安山岩所成。較新火山之噴發物，則爲玄武岩，此與滇西圖相似。我國臨海之火山，僅此一區，其他各區均距海岸較遠。

### 丙、地震

(1)意義——由現在各國之精密儀器之測計，已知地球之外部，常有一定之震動，但大多數吾人不易覺察，必須憑儀器紀錄。惟一部分則能影響於地面，如干潮及潮流之發生，大氣壓力之改變，城市街道交通之阻斷及河流之澎湃而成瀑布等是也。此種震動，不論其力之強弱，結果在地球本體之內，必發生騷動，故稱之爲地震。其發生震動之源地，稱爲震源 (Hypocentrum)。依垂線而直達於地遠之點，稱爲震央 (Epicentrum)。由震源發生之震波，擴於四方，恰如投石池中，其波愈擴愈遠，終而消逝。(圖 7)

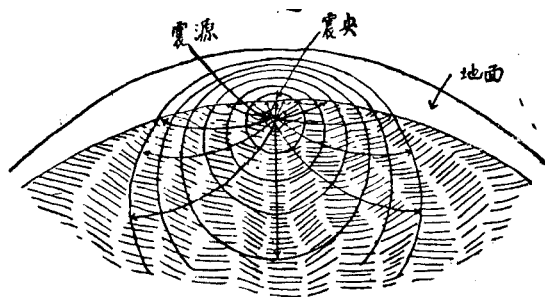


圖 7 示震波自震源成球形擴散之情形

地震有水平動 (Horizontal motion) 及上下動 (Vertical motion) 之別。震中直接所受之震波，爲上下動，稱爲縱震波

(Longitudinal wave) 其震中以外之地，直接所受地底之震波，則成斜線。距震中愈遠，其線愈斜，稱為震波之出射角，在此角度之處，如其震動，非出於地底，乃由橫面來者，是為水平動。震波稱為橫震波 (Transversal wave)，故震中附近之地，震動力最強。離震中較遠，震動力亦較弱。至極遠，則使人全不覺其震動矣。自震中至等距離之地，其震動之強弱各相等，就其相等之點，連結之曲線，稱為同震線 (Coseismic line)。震波傳及之區域，稱為震域。

(2) 地震之測計——凡震波初達地表時，有微動發生，稱為初期微震 (Preliminary Tremor)。震動最烈之時，稱為主震 (Main Shock)。主震後所生之小震，稱為餘震 (After Shock)。再後即為震尾 (Tail)。此種地震震動之始末，均可由地震計 (Seismograph) 測得之 (圖 8)。初期微震又可分為第

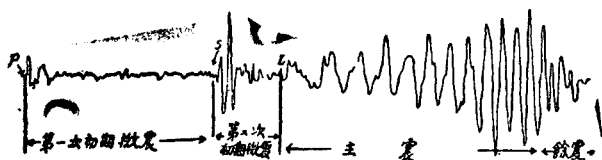


圖 8 示 Asia Minor 發生之地震，蘇聯 Pu kovo 地震儀所得之紀錄，由 P 至 S 之時間為 3 分 43 秒，而 Pulkoro 距震央之距離為 1400 哩。

一次初期微震 (First Preliminary tremors)，開始係衝擊運動，震幅及震週較小，沿地表進行之速度，約為每秒 13 公里，係縱震波，繼續者則為第二次初期微震 (Second Preliminary trimors)。震幅及震週漸大，經行地球內部為橫震波，在地表

之平均速度，爲每秒 7500 公尺，主震之震幅及震週均較長，沿地表進行，速率尤慢，約每秒 3500 公尺。

由地震計紀錄之震度，有強弱之分，故又有大震 (Macro-seism)，與小震 (Microseism) 之別。凡震動爲人所能感覺者稱爲大震，不能直接感覺而恃儀器以紀錄者，則稱小震。

(3) 地震之烈度——表示地震之強弱，當有一定標準，以資比較。A. Sieberg 氏曾擬定一地震烈度表，茲列如下：——

第一級 不覺 (最快之速率  $\leq 2.5$  mm./sec.<sup>2</sup>)，惟地震計可以測得之。

第二級 震動甚微 (2.6-5 mm./sec.<sup>2</sup>) 神經靈敏之人，在極安靜之地，或在樓之上層，始感覺之。

第三級 震動較微 (6-10 mm./sec.<sup>2</sup>) 人烟稠密之區，僅少數人感覺到顫動，正如輕車之過門前。若動之時間稍長，運動之方向，約略可辨。

第四級 適中震動 (11-25 mm./sec.<sup>2</sup>) 在曠野之人，不易覺到顫動，但在室內之人多覺之。櫈椅等略事移動，櫈面上之瓷器，彼此擊鳴，門窗及地板等發出聲響，熟睡之人，常有被驚醒者。

第五級 震動較烈 (26 mm.-50 mm./sec.<sup>2</sup>)，無論何人均覺之，房屋搖動，室內之箱櫃櫈椅等有翻倒者，牆壁上懸掛之物，自由擺動，窗上玻璃，常因之而破碎，居人有驚恐逃出門者。

第六級 劇烈震動 (51-100 mm/sec.<sup>2</sup>) 人皆感覺到驚駭之震動。牆上之懸掛物件，擺動甚烈，書架上之書籍，震落於地，櫈椅等有傾倒者。液體蕩漾異常，牆屋上石灰有墜落者。

第七級 震動甚烈 (101-250 mm./sec.<sup>2</sup>) 室內一切什物，彼此互相撞擊，以致破碎。河池之水，發生波浪，堅實之建築及高聳之煙囪，發生裂隙。建築不固者，常易倒坍。

第八級 破壞震動 (251-500 mm./sec.<sup>2</sup>) 樹木發生動搖，甚至有折斷者。教堂之高樓，工廠之煙囪，多被崩壞。石築之牆垣，或生裂縫，或者傾坍。地面之建築物，多移動位置，或毀滅之。

第九級 劇烈破壞 (501-1000 mm./sec.<sup>2</sup>) 建築多已損壞，或完全倒坍。即合乎工程原理之建築，亦遭損害。

第十級 毀滅震動 (1001-2500 mm./sec.<sup>2</sup>) 合乎工程原理之建築，皆被破壞。精密之磚牆，生有危險之裂縫。鐵軌微有彎折，地下自來水管已多折斷。柏油馬路，均顯裂縫。山崩崖坍之現象，亦常見之。河岸及海岸之陡峻者，多行崩圯。

第十一級 震災 (2501-5000 mm./sec.<sup>2</sup>) 石料建築，幾全毀滅。水管破裂，石柱中斷，鐵柱彎曲，地裂山崩之現象，尤為普通。

第十二級 大震災 (> 5000 mm./sec.<sup>2</sup>) 人工造成之建築，悉行毀滅，地陷石裂，山谷響應。

(4) 地震之原因及種類——地震之原因，自經地質學家之研究，認為不外乎三種原因：即地層斷裂，火山爆發，及地層陷落等三種。其中尤以地層斷裂關係最大。茲列之如下：

(a) 斷層地震 (Tectonic or dislocation earthquakes) ——地殼因日漸冷縮之關係，遂致裂成大塊。各塊為保持均勢計，時時移動，以漸趨於穩固之地位。移動較劇者，其餘波遂發生地震。而斷層線有與山脈之主軸平行者，有與之交叉者，故地震之方向，或與山脈平行而震動，謂之縱震。或橫斷

山脈，成直角而震動，謂之橫震。縱震之震動，大抵緩慢，其前期有徵候。橫震之震動，則突然而起，勢極猛烈，1906 年之美國加利福亞尼州之地震，乃一斷層爲之。此斷層在地面上，甚易查勘，延長約六百餘哩，上下移動有一至三呎，前後移動約八至二十一呎，1891 年日本濃尾大地震，斷層長 40 哩，地盤一隆一陷，其差自二呎至二十呎。1899 年阿拉斯加之 Yakutat Bay 之地震，其上下移動，在近海岸地方，約有 50 呎，致若干河流因此成爲瀑布。據 A. Sieberg 氏之統計，此類斷層，佔所有斷層全數之 90% 以上。

(b) 火山地震 (Volcanic earthquakes) —— 火山爆發之前，或噴發之際，四近之地，皆有震動。此等之地震，其區域及震力，較之斷層地震，相去甚遠，震度鮮有達到或超過第十級者。震域達至 30—50 公里者亦少。震波所及，約數百公里。

(c) 陷落地震 (Depression earthquakes) —— 岩層下部之岩石，如石灰岩等，爲潛水所溶解，則地下成洞穴。上部載重，難以支持，遂陷落而起地震。此等地震，其震域亦甚狹。

(5) 地震之速力 —— 地震之速力，因地表之形勢，岩石之性質，而有參差。岩石密緻而彈性強者，速力大，疏鬆者，速力小。岩石之裂隙多者，速力小，反之速力大。傾斜層之地，在層向之方向時，速力大，在直角之方向時，速力小。速度平均每一秒約 33 公里，然強烈之地震，有頃刻而達意外之遠距離者。1895 年 12 月 27 日，阿根廷地震，僅 17 分鐘後，震波已達距離 11500 公里之歐洲，又 12 分時許，全球 17400 公里之遠距離，皆已波及。

大震之前，微微震動，一若示人以警告者，是爲緒震。大震之後，餘波蕩漾，有歷十年二十年而始停止者，是爲餘震。我國陝甘地震，自九年十二月十六日大震後，迄十一年之八月猶聞微震發生。

(6) 地震之災害——地震突然發生，故人無法迴避，其害之烈者，生靈塗炭，城市爲墟，視洪水烈火，猶且過之。據 Mallet 氏之估計，四千年來，全地球上之人民，死亡於地震之災受害者，至少有一千三百萬人。其較著者，如 526 年歐洲地中海沿岸地震，死者達十二萬至二十萬人。1908 年意大利美西納地震，死亡七萬八千餘人。1923 年九月一日日本東京一帶之地震，有五十萬房屋被毀，死亡十四萬人，其損失之巨，尤爲亘古所未有。最近 1943 年 10 月土耳其發生地震，死亡有五萬餘人。我國在北魏延昌元年，雁門之震，元大德十年，開成之震，均死亡五千餘人。清順治十年，秦州之震，死萬餘人。民國九年(1920)十二月十六日陝甘之震，災情尤重，死亡達二十餘萬人。近年來如廣東靈山之震，山東曹縣之震及四川疊溪之震等死亡亦多。據約略估計，我國在十一與十二世紀之間，有十次較烈地震，人民死亡共約一百五十萬，是以我國之地震，亦不爲不烈矣。

(7) 地震之現象——地震之際，常有相伴而生之現象，茲分述如下：

1. 地裂——地震與地裂，互有因果之關係。裂縫及斷層，爲地震之原因，其因地震而生之裂縫亦多，或爲上下前後移動，或爲斷層。裂縫有隨裂隨閉者，亦有歷久不閉而爲泥砂所充填者，則稱砂岩脈。如 1783 年 Calabria 地震時，在地面發生極大之地裂，其中之一，平均寬約三公尺，長約



30 公里。

2. 山崩——地震與山崩，亦互有因果，有因山崩而生地震者，有因地震而生山崩者，則最爲普通。民國九年陝甘之震，在甘肅會寧靜寧固原海原一帶，發生山崩現象極多。該處多黃土山，其崩坍之山坡最大者，長達 2500 公尺，闊 1100 公尺，移動達數百公尺，附近河谷爲之阻塞，水流不通。

3. 海嘯——地震若發生於海中，則海水始而遠退，俄而巨浪襲來，稱爲海嘯 (Earthquake deluge)。此種現象，多起於地震後少時。亦有起於地震前者。更有地震較久，海嘯始來襲者。海嘯之影響，或可佈於全洋面，數十年前日本東海道地方，因地震而起海嘯，其餘勢直達於美國之舊金山。1755 年葡萄牙之里斯本 (Lisbon) 地震，浪高約二十公尺，六分鐘時間已死亡六萬餘人。

4. 泥火山——地震劇烈之地，所生裂縫內，間有泥砂隨水噴出，高達丈餘。亦有繼續噴發達一晝夜者。噴口或爲圓形，或爲狹長，泥砂堆積口旁，形似火山，故有泥火山之稱。我國於 26 年夏，山東曹縣之震，卽有此現象。

5. 鳴聲——地震之劇烈者，常聞有聲隆隆，震動愈烈，鳴聲亦愈高。鳴聲有聞於震前、震後、或與地震同時並至者，頗不一致。

(8) 地震區域之分佈——世界各處，均有地震之發生，然於數區域內，則特別較多，故稱爲地震區域。若將其分佈繪於地圖之上，則成兩條環形之地震帶，約作  $70^\circ$  之交角。沿美洲之西海岸，經 Alentian Island，而連接沿亞洲東海岸之島羣，大有環圍太平洋之勢，此爲一帶。其次則包括地中海，Alps，Caucasus，喜馬拉雅及東印度等地。察其分佈之情勢，頗與

火山分佈區域相符合，是以火山與地震之關係，其密切可知矣。換言之，其所在之地位，皆為地體構造之弱線也。

我國地震之分佈區域，與地質構造亦有密切之關係。據翁文灝氏之研究，綜合可分為十六帶，即汾渭地塹帶，太行山拗摺帶，燕山拗摺帶，山東濰河斷裂帶，山東西南斷裂帶，甘肅賀蘭山斷裂帶，甘肅涇原斷裂帶，甘肅武都折斷帶，河南南陽折斷帶，安徽霍山折斷帶，川南斷裂帶，滇東湖地斷裂帶，滇西湖地斷裂帶，廣東瓊雷斷陷帶，福建泉汕沿海陷落帶及山東登萊海岸陷落帶等，其地點詳列於9圖。

#### 丁、地殼運動

大陸非萬古不動不變者，古人云滄海桑田，雖為理想之談，實為普通地質現象之一。惟其變動，甚為緩慢，非短時間，所能目睹，凡今之觸於眼簾者，皆數千萬年前之結果也。海陸變遷之影響，廣狹不等，有及於大陸全體者，稱為造陸運動 (Epirogenic Movement)。有僅及局部者，則稱為造山運動 (Orogenic Movement)，如山嶽高原之造成，即由於此。

(1) 造陸運動——造陸運動，範圍甚廣，歷時甚久，其動力之方向，多近垂直，地質史中之如此者，不勝枚舉。今日研究各地岩層之分佈與性質，即可略知昔時海陸變遷之狀況。至近代變動，則遺跡未泯，探索較易，而研究海陸界線之昇降，尤為明瞭，因海平面實為極好之標記也。關於陸地上升之證據，約有五點：(1) 海濱之梯級台地；(2) 高崖波浪剝蝕之跡；(3) 介類珊瑚之層，在今之海面以上；(4) 沙洲之聳出水面；及(5) 河口之三角洲，發達迅速等是也。他如暗礁之漸出海面，而成顯礁，亦為上升之一證。

今之陸地上升者，於亞洲，有庫頁、日本、琉球、台灣，亞細

亞大陸之全北岸，及北緯三十度以北之東岸，小亞細亞、黑海、裏海等沿岸。於歐洲，有挪威、瑞典、及蘇格蘭東部。於非洲，除地中海沿岸外，大概皆爲上升。於北美洲，有北極圈至北緯 $45^{\circ}$ 之大西洋沿岸，及墨西哥灣沿岸，西印度之 Antilles 羣島，California 沿岸。於南美洲，有智利沿岸，南緯  $20^{\circ}$  至 La Plata 河之大西洋沿岸。於澳洲，其全沿岸及紐西蘭、新幾內亞之太平洋側。於大洋洲，則有鎖羅門、新希不列克斯、及夏威夷諸羣島。

陸地亦有下降者，惟因其在海面以下，故證據難明。吾人所可據以爲遺跡者，有：(1)海濱之建築物沒於水中，如英國與埃及諸海岸，及法國北岸，皆有其例。又如瑞典之 Malmo，其昔日之市街，已在今日市街之八呎以下。(2)海岸附近之海底有深溝，此必爲陸上之河谷下降者也。如美國東岸 Hudson，Delaware，Chesapeake 諸河之河口，其海岸皆有深溝。非洲 Congo 河口之深溝，深至海面下 2000 公尺，最爲有名。(3)河口不生三角洲，而成三角江，我國錢塘江口，卽其適例。蓋我國東南海岸，有沉降之勢，故有此現象。北部海岸，則地盤隆起，故黃海渤海沿岸，則江河沖積甚盛也。及(4)火山島之火口，其一面缺損，海水侵入而爲灣，如印度洋之 St. Paul 島是也。

陸地下降，在亞洲，自中國南部至安南北部之沿岸，在太平洋中，有 Marshall，Society 諸羣島，及紐西蘭、新幾內亞沿岸之向澳洲者。在非洲，幾內亞灣沿岸，摩洛哥西岸，的黎波里東部，並埃及之沿岸。在歐洲，瑞典之南端，德國之波羅的海、北海，荷蘭、英國、及法國北部沿岸。在北美洲，北緯  $45^{\circ}$  以南，Florida 以北之東岸，南美之秘魯沿岸。

陸地上升下降，以意大利 Pozzuoli 地方，羅馬主神廟之遺址，爲極顯著。神殿遺址位 Naples 灣海岸，有石柱三，高約四十呎，尙直立。其柱自地脚至十一呎高之處，面極平滑，再上約十呎間，則極粗糙，爲一種海生介類 (Lithodomus) 所蛀蝕，故呈蜂窩形。自此以上，仍復平滑。此遺址係於 1749 年自火山灰中掘出。據地質學者之研究，該神殿當 23 年至 1749 年間，柱之下端掩沒於火山灰中，其後地盤下降，柱高 21 呎之間，又爲海水浸沒，致中部被介類窟穴其中。後因地盤上升，終至露出地面，其升降之跡，極爲明顯也。

(2) 造山運動——此種運動，時間較短，範圍較狹，其動力或平或直，山嶽高原，皆由此而成，其詳情容在構造地質章中述之。

## 第五章 潛水 (Underground Water)

(1) 意義——雨水降落地面後，一部爲日光所蒸發，一部則流入湖沼或海洋中，其餘則滲透地下而成潛水，又稱地下水。潛水在雨水中所佔部分之多寡，乃以雨水降落之情形，地面之坡度及地面土壤及岩石之性質而異。潛水又能流出地面，成爲泉源。或爲土壤之毛細管與植物之枝葉所吸，蒸發至地面。或由地下孔道流注於海。或流存地內，與岩石中之礦物起化學作用。以上潛水之各種變態，皆因地形與地質之環境而定，

(2) 潛水之地位——水由地面下浸至岩石之罅隙之內，及所覆蓋土壤之孔隙之間，上至達一定之面。在此面之上，土壤雖可潤濕，然其孔隙間並未填滿。在此面之下，土壤中之水，已達飽和狀態。此種潛水之上部界限，則稱爲潛水面 (Water table)，普通鑿井必須達到或穿過此面。潛水面在地表下之深度，乃與其地之地形、氣候有關，故低濕之地，潛水面距地面甚近，不過數呎，若在高旱區域，則往往達數百呎至數千呎。潛水穿入岩石之深度，究至何處爲限，尙不明瞭。惟就理想而言，愈深則壓力愈大，而罅隙必愈少，故潛水未必能存在矣。

(3) 潛水面之外形 (Contour of the Water table)——潛水面之外形，與地形有密切之關係，卽水位之高低，略與地表相同也。近山丘處，水面較高，近溝谷處，水面低降，如地表正切於潛水面，則成泉源。如地表與水面平行，則成濕地。在湖及河中，潛水面之外形，每較水面爲低。

(4) 岩石之罅隙——各種岩石，均具罅隙，即堅密如花崗岩，亦未嘗無之。普通砂岩之罅隙，多時可佔其全體積百分之三十，而粗鬆之岩石，罅隙尤多。凡岩石內顆粒大小相等者，其罅隙常較不相等者為大，若石粒具有微孔，則罅隙更大。顆粒間為沉澱物或膠結物所填充，則罅隙大減。密緻岩石之具有裂縫或為潛水所溶蝕者，蓄水量亦隨之增加。進而言之，岩石愈近地面者，罅隙愈多，深入下部，岩質密緻，含水漸少，以至於無。

(5) 潛水之流動——潛水之流動，如地面水然，性均就下，以海為其終點。在粗粒者如礫岩砂岩內，流動較速。此種岩石，水又易於滲透，故稱為透水層 (Porous beds)。若岩石密緻，則流動甚慢，且水難透過，故是等岩石，亦稱為不透水層 (Impervious beds)。如粘土、頁岩及泥灰岩等屬之。如透水層位於不透水層之間，水得保存，則特稱為蓄水層 (Reservoir beds)。潛水流動之速率，乃視經過物質之透水性質及坡度而定。據 Slichter 氏之計算，設其坡度為每哩 10 呎，則在各種物質中，其流動速率為：細砂粒，每年 53 呎；粗砂粒，每年 845 呎；細砂礫，每年為 5386 呎。

(6) 泉 (Springs)——當潛水面為地表切斷時，潛水即可露於地面，此種滲出之水，常稱為滲出 (Seepage)。但如滲出之水量甚多，且有固定之出口，則稱為泉。其生成乃與蓄水層岩石之性質及位置，有密切之關係。K. Keilkack 氏曾將其分為兩大類：

(A) 下降泉——所謂下降泉者，乃獲水於上部，而由下部流出，順乎水性之一切條件。此種又可分為下列五種：

1. 層泉——蓄水層受侵蝕而暴露於地表，泉水可自

低處流出，凡屬此種者，水皆由不透水層之面上流出，進水處距出水點愈高愈遠，則流速愈快，水量亦愈大。

2. 盈溢泉——地層呈一盆形或向斜層，下部為不透水層，上部為透水層，俟潛水面達至透水層，溢流於外，則成盈溢泉。此種泉多見於法國南部之火山區。

3. 接觸泉——凡不透水層覆於多孔層或透水層之上，於其接觸處，潛水亦得流出而成泉。

4. 裂隙泉——地層雖密緻，但因溶解關係，易沿其節理溶蝕而成裂縫或空洞等。潛水亦得循之而流出。此種多見於石灰岩中，水量甚多。

5. 斷層泉——蓄水層位置於不透水層之間，被閉不得出，設遇斷層，水即流出而成泉。

(B) 上升泉——水流方向，由下而上，此種反常作用，非由於水之靜壓力，則由於地下氣體之推動。依其構造不同，又可分為兩種：

1. 上升層泉——此泉係生於褶縐之岩層中，蓄水層夾於不透水層之間，褶縐成一向斜，經侵蝕之後，一翼之位置較高，乃獲水之地，一翼較低。水受上端水之靜壓力，則在另一低翼上湧出而成泉。

2. 上升斷層泉——此泉多見於斷層之區，其生成為蓄水層夾於不透水層之間。經斷折之後，蓄水層適與不透水層接觸，潛水受上部水之靜壓力，迫之沿斷層線上升，而成為泉（圖 10）。

上升泉除受構造之限制外，如潛水含有氣體，則壓力增大，亦可迫水上升，而成上升泉。其氣體有水蒸氣，二氧化碳等，如係後者，則稱為碳酸泉，乃天然之汽水也。

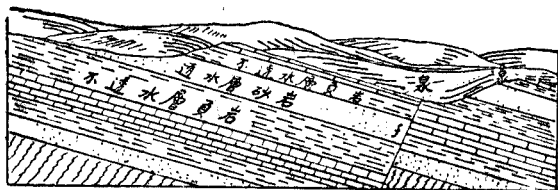


圖10 示上升斷層泉之生成

f 斷層

(7) 自流井 (Artesian wells) —— 自流井初在法國之 Artois 省第一次掘出，因以為名。若潛水來源甚高，含水層質粗而稍傾斜，且介於不透水層之間，若於低處鑿井，水可自然流出。此種不需抽汲之井，則稱為自流井，如圖 11 中之 A，為蓄水層（潛水面約與其露頭 (B) 平行），夾於不透水層之間。A 層獲水於地表，沿傾斜向深部集中，迨蓄水層儲水飽滿時，其潛水面之最高點，則為與 A 之露頭 B 並行之線。如在低處鑿井，則水即可自然流出，因下鑿之處位於潛水面之下也。

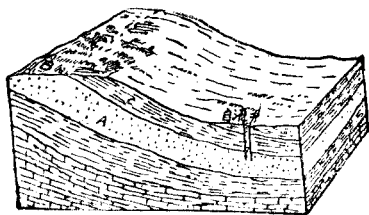


圖11 自流井之生成

(8) 潛水之地質作用——潛水之地質作用，甚為重要，茲分破壞與建築兩種，述之於下：——

(一) 潛水之破壞作用：



1. 地層之穿鑿——在潛水面以上，即侵蝕帶 (Zone of Weathering) 中之水，因溶解多量之二氧化碳及有機酸，故侵蝕之力，較雨水為大。此種水沿岩石之罅隙環流時，對於岩石常可起溶解作用及交換作用。若圍岩為石灰岩時，剝蝕尤易。由裂縫逐漸侵蝕，範圍擴大，而成巨大之洞穴 (Caverns)。有時與他穴溝通，會為暗河，成為地下水道。有時洞穴因頂部擴張過甚，受不起上層之壓力，以致陷落，地表亦隨之而下降，形成漏斗狀之深淵，稱為石灰窰 (Sink-holes)。有時可深達 70 至 80 公尺。

2. 喀斯特地形——喀斯特 (Karst) 為 Adriatic Sea 海濱，Dinaric Alps 之一部，為石灰岩分佈之區，經地面水與潛水之化學溶融，而成一種特殊石林狀地形，故以地名稱之。喀斯特地形之生成，與氣候、潛水、與附近河流之水位差及岩層之位置等，均有密切之關係。此種地形，除 Karst 本地外，法國中央高原之南部侏羅紀灰岩分佈之區，美洲之 Florida 半島，我國廣西、貴州、四川及雲南諸省皆有之，尤以桂林附近，發育良好，所成山陵，險峻嵯峨，風景絕佳，所謂桂林山水甲天下，即指此也。

喀斯特地形生成之條件有二：一為石係石灰岩，一為侵蝕力為溶蝕作用 (Corrosion)，凡屬喀斯特地形之區域，雨水降落地面，立即沿裂縫滲透而下。地表河谷，異常缺乏，小溪忽斷忽續，此皆因與地下潛水聯通之故。

3. 山崩 (Landslide)——自山上頂部滲入之水，如遇不透水之傾斜岩層，即從斜坡側面成層泉流出。若久經大雨，單就泉源不足以排泄滲入之巨量水分，於是一部分水展布在不透水層之上部，使不透水層之上部，變為一種粘性

之泥漿。在此種情形之下，山頂之傾斜岩層，因位於滑面之上，不免發生滑動，而沿底部滑走，如滑動緩慢，稱為潛動 (Creep)。如係忽然滑動，則往往發生山崩。在 1809 年 9 月 2 日，因當年夏季雨水過多，瑞士之 Rossberg 山，四千萬立方公尺之頂部岩石，突然向鄰村滑下，有四村立被埋沒，壓斃一千餘人。我國西南諸省公路之兩旁，天久雨時，常有山崩之發生，交通常被阻滯。防止之法，不外認爲有發生山崩之可能地點，加築堅固石堤，以阻其滑動也。\*

## (二) 潛水之建設作用

1. 泉旁沉積物——當泉水流達地表時，溫度及壓力同時變更，水分蒸發，其中所含之二氧化碳逸出，故鈣及鐵之酸性碳酸鹽，則變爲碳酸鹽逐漸凝聚，而沉澱於泉水之旁。泉水分離出之碳酸鈣，如沉澱甚速，則結構疎鬆，稱為灰華。其較密緻者，稱為灰華岩。我國西康康定半城，即建於灰華岩之上。含碳酸鐵之泉水，分離褐鐵礦或鐵華 (Iron ocher)，較碳酸鈣尤易。在火山區之泉水，如溫泉及間歇噴泉等，因含矽質較多，故有矽華之沉澱。

2. 洞穴沉積物——當吾人進入石灰岩洞時，往往見水從上滴下，此水即係從地面沿罅隙滲漏而下。當穿過石灰岩之時，如水中含有二氧化碳，即可溶解其一部。在潛水經過岩洞時，則因水量蒸發，與二氧化碳揮發之故，乃遺下一石灰質之白色圈環。以後迭連之水滴，經同樣蒸發，所沉澱之灰質物 (碳酸鈣)，依次疊積，在岩洞之頂部，漸漸積成

\* 產生山崩之區域，岩層之傾角，往往小於山坡之坡度，如岩層之傾角較坡度爲大，即不易發生。岩層除沿層面可以滑動外，如岩層之節理，特別發育。則沿節理面，亦可發生。

柱形，宛如冬日簷前之冰錐，此即稱爲石鐘乳。水滴地上，沉澱日勢上長，形如竹筍，則稱爲石筍。石鐘乳與石筍，上下聯爲一體者，稱爲石柱。關於此類沉積物，幾乎凡石灰岩洞中皆有之。我國有名者，爲江蘇宜興之張公洞及善權洞，其中石鐘乳及石筍，奇形怪狀，極爲壯麗。

## 第六章 大氣之作用

(The work of the Atmosphere)

大氣在地面之侵蝕效果，以通常而言，常較流水爲次，此乃因水較大氣爲重（八百倍以上），且水之作用，多向一定之地點集中也。雖然如此，大氣亦爲重要之地質主力之一，因其流動性極大，且其中含兩種成分：二氧化碳及氧氣，此種可使岩石發生化學變化，而改變其性質，而使岩石腐解。大氣之間接作用，亦甚重要，因若無大氣，則一切生物不能生存，雨雪不能降落，換言之，亦無河流及冰川之作用矣。

風之作用大別爲二：一屬機械的，一屬化學的。前者乃以風爲主動力，有破壞與建設之分。茲分述於下：

### (一)大氣之機械作用 (Mechanical Work)

#### 1. 破壞作用 (Destructive Work)

風破壞力之大小，乃以風力之強弱爲轉移，即破壞程度與風力之大小成正比例，風如不含砂粒及灰塵，則破壞力有限；反之，可增強其破壞力。風中挾帶砂粒及灰塵，即在潮溼地帶，爲量亦大。有時每立方公分可含塵點約數十萬之多。在大塵暴 (dust storms) 時，每立方哩可含灰塵及砂粒約 126,000 噸。風因挾帶砂粒及灰塵，故侵蝕岩石，甚爲有力，例如海邊之玻璃窗，受挾有砂塵之海風所吹，不數日即變爲不透明之毛玻璃。若一月以後，即能爲砂所洞穿。而多風地之電桿，亦常被磨損，水之侵蝕力，只能由上而下，而風則可向各方侵蝕，不受重力之羈絆也。

地表受風力破壞最顯著之區，爲氣候乾燥之沙漠 (Desert) 及半乾燥區域。沙漠約佔世界陸地之五分之一，其面積近 11,500,000 方哩。其分佈區域，較大者有亞洲之戈壁、塔里木盆地，土耳其、印度、波斯、阿拉伯、非洲之埃及，Sahara, Namib 及 Calahara 等，北美之 Basin of Great Salt Lake 及 South California, 南美之 Atacama 及澳洲之內地等。在 1920 年，E. Kaiser 氏曾在南非之 Namib 沙漠調查經年，發現沙漠區之侵蝕作用有兩種：一爲風蝕 (Deflation)，一爲磨蝕 (Corrasion)。前者係指沙漠區之岩石，受烈日之曝曬，氣候之改變，冷熱不均，忽漲忽縮，自行崩裂，再經風力吹之，可增加其破碎，並加以移動。後者則爲風挾帶砂礫，將岩石之表面磨光，或成溝紋等作用。

岩石被風沙所磨厲，日漸剝削，塊礫之面，多被磨甚光，稱爲風磨面，此種在乾燥區之懸崖陡壁上，常可見之。尙有所謂一稜石、兩稜石、三稜石及多稜石者，乃由挾帶砂灰之定風，磨擦日久而成者也。如岩石軟硬不同，則軟者易蝕，硬者獨留，故在沙漠區域中，常可見風成之桌及菌狀崖之奇特地形，或呈殘留小山，孤立或散佈於沙漠之中。

## 2. 建設作用 (Constructive Work)

風之烈者，能挾帶砂石甚多，及風力稍衰，砂石等即隨而沉積。日久亦能成廣厚之層，稱爲風成層 (Eolian Deposit)。凡曾在我國北方居住者，類能知風力沉積之偉大。室內几桌，風後則塵土積可數分，此即風力沉積之明證也。風力沉積之重要者，有砂丘及黃土兩種，茲分述如下：

### 一、砂丘 (Dunes)

(1) 成因及種類——砂丘爲風運搬之砂粒及灰塵，堆積

而成。其中主要成分，爲石英，其他物質亦偶可含之。石英粒爲風所磨，多呈渾圓狀，砂丘之初起。當因地面有障礙物，如樹根、草堆及石塊等，風過後，砂爲之所阻，則逐漸沉積而成砂丘。其分佈於海濱者，曰海濱沙丘。在內地者，佔領面積較廣，稱爲內地砂丘。上述兩種砂丘，其性質稍有不同，前者其上生有植物，而少散砂，後者則植物稀少，且多塵埃。

(2) 形狀——砂丘之形狀，恆有一定，彼此丘脊呈平行排列，普通之高度約在十至二十公尺，亦有達 100 公尺以上者。普通砂丘之形狀，與風力大有關係，向風之部，其坡較緩，蓋砂爲風推移上行故也。背風之部，坡度較陡，約  $20^{\circ}$ — $30^{\circ}$ ，此處風靜，且有迴旋之勢，故砂粒自然下墮，而成急坡矣。飛砂遇到較大之障礙物時，砂丘與障礙物間成一低窪之溝，此實因飛砂碰於障礙物上，則起反轉。因迴旋之結果，風向沿障礙物下吹，又將挾帶之砂粒，轉送於反向之砂丘上，故產生鴻溝。此種現象甚多，我國開封城東郊及北郊，卽有之。若砂丘日事增高，突出於障礙物之上，則此鴻溝逐漸填平，結果則障礙物亦將爲砂丘所淹蓋矣。

(3) 砂丘之移動 (Migration of dunes)——砂丘能隨風逐漸移動，其進行之遲速，則視風力之強弱而異，如在丹麥海邊所測，每年砂丘向陸地方面進行，約二十四呎，在他處約爲 15 呎或較少。我國開封附近，隴海路之兩旁，常雇工人數名，鏟除路旁之砂。砂丘所至之地，樹木村舍，皆被淹沒，及其既過，則廬舍復現。爲防免災害計，宜於砂丘上，廣植森林，以固其基，則不致有遷移之患。

(4) 砂丘區之地形——砂丘區域之地形，常不一定，但常極顯明。當砂丘呈脊狀時，其高度常甚一致，寬之距離亦約略

相近。若成平行之脊狀，則常為槽狀之窪地所分開。如砂丘呈丘陵狀 (Hillocks) 時，地形更為顯明。其間常有窪地 (盆地) 與之相伴而生。

(5) 砂丘之分佈——乾燥之砂粒露於空中，常易被風運搬而成砂丘。故在湖海之乾燥砂粒邊岸，砂谷及乾燥之砂質平原等地極多，尤以在風向岸吹之海岸一帶，發育最廣，如太平洋、大西洋及波羅的海沿岸，均常有之。至於乾燥之砂質平原，即沙漠之地，因風勁砂多，更為常見。如亞洲中部，非洲及澳洲各處皆有之。我國陝西綏遠沿黃河兩岸，砂丘極多。

(6) 風痕 (Wind Ripple) ——砂丘之表面，經風吹過，常成甚多平行之波紋，亦有成半月狀者，稱為風痕，此與淺灘上波浪所遺之痕跡相似，其方向乃與風向相垂直。

(7) 風成砂岩 (Eolian Sandstone) ——風成之砂粒，經膠結後，亦可成為砂岩，惟此種則與水成者不同。風成砂粒，因經風之常久繼續作用，故其成分幾僅為石英一種，其他較軟物質，常變為灰塵，而吹帶甚遠。砂粒多磨成極小，且形狀渾圓而水成者，大部係混雜於水中。直接磨擦機會較少，故顆粒亦較大，同時其成分亦較風成者為複雜。

## 二、黃土 (Loess)

我國北部諸省，均有黃土之分佈，厚約五六十公尺，其成分以細砂及粘土為主。若以礦物而言，則有石英、高嶺土、長石、方解石及雲母等。顏色係棕黃色，有時表面一層呈黑色，乃參加礫質之故。含鐵較多時，則呈紅色。黃土性疎鬆，無粘力，不具層理，然柱狀節理異常發達，是以直立不墜，無傾坍之虞，故黃土分佈之區，深狹道路極多，亦一特殊之現象也。黃土質弱，易於開挖，故凡黃土厚度較大之處，人民多挖土成洞，穴居

其中，稱爲窖洞，此在直、晉及豫等省極多。普通人以爲黃土性肥沃，其實不然。黃土中雖含礦物質甚爲豐富，然其腐植質則頗缺乏，且其組織疎鬆，所有水分，易於散失也。黃土中常含有灰質之結核甚多，形狀奇特，我國北方土人稱爲沙薑。此類黃土據李希霍芬 (F. V. Richthofen) 氏之研究，謂爲風成層。其解釋謂當第四紀時，中亞氣候乾燥，多風，遂將此砂塵運搬至華北一帶，經過長時間之沉積而成。黃土之分佈，以我國爲最廣，歐洲萊茵、多腦等之河旁，美國之密士西比河之兩岸，亦均有黃土層之分佈。

### (二) 大氣之化學作用 (Chemical Work)

大氣因含有氧、二氧化碳及水蒸氣等物質，故其對於岩石之化學作用，甚爲重要。氧氣使礦物氧化，水則可溶解各物質，且能產生新礦物。碳酸氣與水相合，能使其變爲碳酸鹽類，其詳細情形，當於風化節中述之。

### (三) 風蝕之循環

若兩高度不等之乾燥盆地，互相接近，中間界以山地，其中高度較高之盆地，獲得四圍山地岩屑之供給，巨量砂礫堆積於其中，此乃乾燥區之幼年期地形也。如兩盆地間之山地，不甚高峻，漸被岩屑所掩埋，則兩盆地可連爲一體。若兩盆地底部高度不同，則高者其中之岩屑，必於山地之最低處，傾洩於其下之盆地中。如此演進，則盆地漸漸合併，此乃乾燥區之壯年地形。乾燥區之風蝕作用，將四圍山地，漸漸減低，填充於低窪處，僅留殘崖餘丘，散佈於沙漠中，此即乾燥區之老年地形也。此後崖丘減少，形成廣闊之荒原，即所謂風蝕準平原。

### (四) 岩石之風化及土壤之生成

#### 1. 風化之意義



地殼爲各種岩石所組成，無論何處，常有多少之罅隙及裂縫，於是空氣與雨水即可乘隙而入，加以侵蝕。同時並有冰霜與冷縮熱漲等作用，從旁相助，卒能使一堅固之岩石，腐壞而破爛，此種作用即稱爲風化 (Weathering)。

## 2. 風化之機械作用

(1) 冰結作用——水結冰後，容量加增，約膨脹十分之一，即如 100 立方公分之水，當結成冰後，其容積可增至 109 立方公分。不但如此，其壓力亦因之而增加，對每一平方呎，即生 150 磅之壓力。此種現象，在冬季時，如自來水管之破裂，水缸之暴碎等等，皆可證明之。故在溫度低寒之地，此種冰結作用，對於岩石之風化，亦有密切之關係也。

無論何種密緻之岩石，其中必有細微孔隙，此細微孔隙中，即貯含有水分，如花崗岩，含水約佔 0.37%，石灰岩約含水 0.5% 至 5%，砂岩約 10% 至 12%。此種岩石中所含之水分，若一旦遇水凝結，則因其容積與壓力增脹之關係，而使岩石中之細粒物質，離其固有位置。此種作用如多次重演，結果岩石必崩潰而破碎，其碎裂之岩塊，必沿頂部徐徐墜落，堆積於山坡及山麓，稱爲崖錐 (Talus)。此種現象，在野外甚易見之。

(2) 晝夜溫度之差異作用——在氣候乾燥或雨水稀少之地，熱之輻射極強，故每日之溫度變化，相差亦極大。在沙漠地方，尤其顯著，例如最著名之 Sahara 沙漠，在數小時之間，其溫度之差異，竟達華氏 130 餘度，於是岩石表面之露出部分，日間受熱力而膨脹，夜間受激冷而收縮。且岩石傳熱度極低，約等於 0.4—0.6 (以銀爲 100 計算)。故岩石向日之間，溫度雖高，然背日之面，仍甚冷却，其結果岩石外部雖膨脹，內部

仍未受到熱力之影響。反之，熱力由外傳至岩石內部時，內部雖向外開始膨脹作用，但此時外部已漸漸冷卻，向內收縮。因兩種相反壓力作用之關係，岩石外殼，遂作離開之狀，按次剝落而腐壞。

(3) 雨水之作用——雨水對於岩石風化之助力，有下列數種：

(a) 雨滴擊落岩石表面，亦起破壞作用，例如在砂礫之沉積層地方，其上如無大礫庇覆，則細礫盡被雨水洗去，其結果即生多數之岩柱，如再受風化，頗易崩壞。

(b) 雨水能溶解空氣中之各種氣體，使之滲入地面，以助岩石之風化。

(c) 雨水能軟化岩石，使之易受腐蝕作用。

(4) 風之作用——風因挾帶砂礫，故侵蝕岩石甚為有力，其尤者更能飛砂走石，如在 Orkney 及 Shetland 地方，當暴風起時，能將重約數磅之石塊，從高崖吹落於平原，此其明證。潮濕之地，雨量充足，植物茂盛，砂礫不易颳起，故風之破壞力，較為有限。若乾燥地點，則其削蝕作用，甚為猛烈，可將柔軟之地層削成平原，其較堅硬部分，則變為小崗。風力之破壞，亦能助長風化之進行。蓋岩石腐解，倘其浮面散砂，為風所吹，即有新面與大氣相接觸，而另起作用矣。

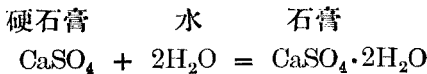
### 3. 風化之化學作用

大氣中有化學作用之氣體為氧，二氧化碳，及水汽等。此等氣體，未溶解於水中，在遊離狀態時，其助岩石風化之力較小，但若與濕氣及熱力相伴和，則對於岩石之風化助力甚大。岩石之化學的分解，因地方而程度不同，既在同一地方，又因環境而程度不同。此種作用，在空氣潮濕之熱帶地方最強，在

溫帶地方較和緩，在寒帶地方則甚弱。

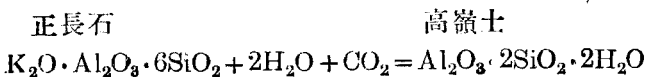
(1) 氧化作用 (Oxidation)——氧化作用對於岩石之風化，關係最為密切，尤其與含硫化鐵，鐵碳酸鹽，或鐵矽酸鹽之岩石，其作用更為顯著。如岩石中含有黃鐵礦 ( $\text{FeS}_2$ )，則易被氧化而成硫酸鐵 ( $\text{FeSO}_4$ )，能溶於水，故可從岩石中遷運而去。且硫化物當變化成硫酸鹽時，其容積必增大，岩石易脹裂而腐損。岩石中如含有矽酸鹽或碳酸鹽，其情形亦復如是。岩石經氧化作用後，其所遺留者，乃黃色或赤褐色之土壤。

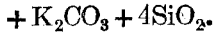
(2) 水化作用 (Hydration)——礦物攝取水分成為化學的化合者，謂之水化作用，結果化合物即成為含水礦物。最簡單之例，為硬石膏遇水後，即變為石膏。其變化式如下：



水化作用常與氧化作用相併而行，岩石經水化作用後，其容積往往增大。據 Merrill 氏實驗之結果，謂可增加其原容積 80% 之多，故易脹裂。岩石中礦物經脹裂後，其硬度即變低，光澤變弱。A. Joastone 氏曾用白雲母浸入水中實驗，結果其硬度，光澤及彈性等皆較前消失。如浸在含  $\text{CO}_2$  之水中，則其變化更為顯著。

(3) 碳酸化作用 (Carbonation)——此種風化作用亦甚重要，主要者乃將矽酸鹽中矽酸去之，而代以碳酸，因此許多矽酸鹽類礦物如長石、角閃石、橄欖石、蛇紋石及雲母等，甚易被含二氧化碳之水溶液所浸蝕，初分解之，終於使其破壞。茲舉正長石受碳酸化及水化而分解之化學變化列式如下：





(4) 溶解作用 (Solution)——水為最良之溶劑，如其中含有二氧化碳，則其溶解力更為強大。美地質學家 Roger 氏兄弟，曾作一實驗，即將 40 克重之普通角閃石，浸於 60°C 之含碳酸鹽之水中，經過 48 小時以後，則水中可含有 0.08% 之矽氧二，0.13% 之氧化鈣，0.095% 之氧化鐵，及 0.095% 之氧化鎂。由此可知，水在 48 小時內，即可溶解一部分礦物。如時間愈長，接觸面愈多，則其溶解之量，亦必增加也。岩石中最易受溶解作用者，為碳酸鹽類，如石灰岩及白雲岩，尤以前者為最易。

#### 4. 風化之速度

岩石風化之速度，除與氣候有關外，與岩石所在之地位，岩石之組織，及其性質等，皆有密切之關係也。茲述之如後：

(1) 岩石組織與風化速度之關係——研究建築石料之人，皆知粗粒狀岩石，風化較細密岩石為易，其主要之原因，即因岩石受高低不同之溫度後，粗粒者其漲縮之力，較細密者為大。且粗粒岩石，其間之空隙甚多，水分甚易滲透，風化較快，故如成分相同之岩石，其組織若不相同，則風化之速度，亦有遲速之別，即粗粒者往往較細密者為快也。

(2) 岩石成分與風化速度之關係——如岩石之構造與組織皆相同者，則鹽基性岩石往往較易風化，此乃因鹽基性岩石所含之成分，大部為鐵鎂礦物，風化甚易。且鹽基性岩石顏色較深，吸收熱量較多，因此其漲縮之力亦增大。至酸性岩石，因其所含成分，多為矽鋁礦物，風化不易，且顏色較淺，吸收熱量甚少，故漲縮之力亦不大。以上皆係指風化之初步而言。至以後則不易知道，須視其初步風化所得之產品而定。

(3) 岩石地位與風化速度之關係——岩石因其生成地位之不同，風化遂有快慢之別。據 Culberson 氏謂，在 Indiana 地方之東南，有一大山，其南坡岩石風化較北坡為深，其原因乃南坡岩石吸收陽光之熱甚多，故變化較速。由此可知，岩石之性質雖同，但因生成地位不同，風化即有快慢之別。有時易於風化之岩石，因上部為一種堅硬岩石所覆蓋，而得以保存。此種現象，在野外可常見之。

(4) 岩石種類與風化速度之關係——就岩石之種類而言，火成岩風化往往較水成岩為速，其原因乃因火成岩係自岩漿上升結晶而成，故環境改變，使其不易穩固，易生變化。然水成岩則不同，因水成岩如砂岩頁岩等，其物質乃由既成之岩石變化而來，其中物質有已經風化者，故環境相差不多，因此變化亦較少也。

### 5. 風化之結果

岩石受風化之一種或數種作用，其最後結果，外部皆變化而成砂泥。除一部因溶解而移去外，其殘留部分則聚於岩層之上，此種稱為岩石土皮 (Rock mantle)。岩石土皮之厚薄，當視其地之氣候、地質等情形而異。如熱帶地方深掘至 50 公尺，仍不見有真正全未風化之岩石。然在 Columbia 地方，深掘約十餘公尺後，即可發見全未風化之花崗岩，故其厚薄，實不可一概而論。就通常而言，山面之土皮，以山頂山麓部分較厚，山腹兩側則較薄。在若干區域，風化之細粒物質移去後，所餘者為圓形之岩石巨礫，散佈地面。此種巨礫每成長方形塊，而界以節理或裂縫，因塊之四角均受到外力之剝削，故漸成薄殼之剝落，最後使礫塊，成為球形或卵形，並具有葱狀結構，此類風化，稱為球狀風化 (Spheroidal Weathering)。

岩石風化之程度，以愈近地面爲愈甚，故自上而下，可分爲數層。初爲真正之土壤 (Soil)，因雜有植物質，且完全氧化與水化之故，常呈黑色。稍下爲次土壤 (Sub-Soil)，色較淡，中雜未經風化之岩石。更下爲崩解之岩石，稍經換質，視之似堅，但觸之即碎，蓋已稍受相當之風化也。此種稱爲骨骼土壤 (Skeletal soil)。自此以下，始漸入未變之部分，稱爲新鮮岩石 (Fresh-rock)。至其深度，則隨氣候及地形而定。此種未經移動之土壤，其性質乃視其下部母岩之種類而定。如由花崗岩風化而成之土壤，含由長石風化而成之粘土甚多。由頁岩及石灰岩風化而成者，則含粘土，且富於碳酸鈣是也。土壤生成後，如經地表之雨水、河流、冰川、風及波浪等作用，將其移至另一地點，重行沉積，此種稱爲遷徙土壤 (Transportated soil)，如沖積土是也。

## 第七章 河流之作用 (The Work of Streams)

(1) 降水量 (Rainfall)——一地降水量之多寡，乃以風向及土地之狀況而有差異。陸地比於海洋，水蒸氣凝結較盛。海岸地方，降水量尤多。山嶽常為水蒸氣凝結之媒，其面濕風之側，較之在風下者，降水量最大。自低緯度海面而來之風，富於濕氣，吹向高緯度之地，則冷卻而為雨，故降水量多。若自大陸之內部而來，則多乾燥，降水量甚少。雨量之平均數，以全年 750 mm. 者為適中，過此為多雨區 (Humid)，少此為半乾燥區至乾燥區 (Arid)。我國各地之全年降雨量，亦不一律，茲舉數例，如瀋陽為 383 mm. 北平為 635 mm. 南京為 1069 mm. 重慶為 1094 mm. 香港為 2162 mm. 等。

(2) 表流 (Run-Off)——全年雨水降落於各地之總量，估計之約有 35,000 立方哩之水。若將其淹蓋全 New England，則有半哩以上之深度。雨水落地面後，一部滲入地下，一部蒸發而為雲雨，一部分則流經地表。新雨之後流經地面上之水，稱為暫時流水 (Immediate run off)，許多潛水復湧出地面，聯絡暫時流水，而入溪澗或江河。凡在河流之水，無論其曾否浸於地下，統稱為表流。雨水全年雖有 35,000 立方哩之多，其中組成表流者，約為 6500 立方哩。在密士西比盆地，降水量之四分之一成為表流。表流量之多寡，乃視下列諸情形而定：(1) 雨量及其強度；(2) 地面之坡度；(3) 地面土壤及岩石之性質；(4) 植物分佈之情形；及(5) 風力之大小等。

(3) 侵蝕 (Erosion)——大陸之表面，常覆蓋一層土壤在

層岩之上，此種經流水、冰霜等作用，由於重力之關係，土皮及破碎之岩石，即開始移動，而繼續下沉至海洋爲止。前者如視爲地質作用之起始，則後者即爲其最後之終點。如山之坡度愈陡，則其移動亦最速。在溝溪中較慢，如在平原上則似靜止狀態，如水在湖中然，故此種移動之速度，乃隨時間及地點而異。舊的運走後，新的岩石腐壞之產物，亦隨之而產生，再繼續移動，故此種作用係終年繼續不斷，通常即稱之爲侵蝕。普通包括磨蝕、溶蝕、及搬運三種，最前一種之意義，乃岩石之機械磨擦作用，爲流動之水所造成，故又稱爲流水侵蝕也。至於溶蝕，除河流所流經區域爲石灰質岩石外，其作用不及前者之重要。

#### (4) 河流之侵蝕 (River Erosion)

1. 磨蝕——一河流自其起源以至於海，其間破壞與建設作用兼而有之，前者爲侵蝕作用，主要係在河流較上游及較深部分。河流之侵蝕乃屬局部，僅與其流經河床之底部及兩旁有關，範圍只限於此。一河流乃沿一方向向前流動。同時將附近圍岩磨挫成砂礫運走，以作其切鑿河床之工具。此種特殊式之侵蝕，則稱爲磨蝕。至其效果之大小，乃以下列諸情形爲準：——

(a) 河流之工具 (River's 'Tools' —— 河流之侵蝕作用，不僅因水力洗刷，而尤持其中所挾帶之砂礫以助之。河水若清，則祇能溶解石質，至侵削河床及兩岸，殊難奏效。例如 Niagara 大瀑布，每秒鐘流下之水，約有數千噸，惟水質清潔，故在其流經之岩石上，尙有植物生長，若在岩邊侵蝕作用甚厲，則生長之植物，早被其掃除殆盡矣。又如自 Ontario 湖流出之 St. Lawrence 河，其水清



如湖水，雖其流速較大，然毫無侵蝕作用也。

(b) 挾帶物質之量及大小——河水含砂礫愈多，則侵蝕之力，亦與之俱增。然砂量不能過多，多則河流不克搬運，侵蝕之力反減。砂礫之大小，亦與侵蝕有關，如速度一定，大抵顆粒愈大，而愈重者，其侵蝕力亦愈強。

(c) 流速——河流較速，則侵蝕力愈強，此乃因流動速，其中砂礫之磨擦較急，而於一定時間內，擦過之粒數亦較多也。據計算，河流之侵蝕力，如所含顆粒之大小及分佈相等，則等於其流速之平方，此即稱為磨蝕力定律 (Law of Corrasive Power)。

(d) 圍岩之性質——河流經過區域，其下部之岩石性質，亦與侵蝕有關。若岩石質軟或粘性小者，則侵蝕較堅密之岩石為速，如 New England 及 加拿大 東部之河流，係在堅硬之結晶質岩石上流動，故侵蝕甚難。而在近南大西洋各地之河流，其所流經之區域，為軟質岩石，故侵蝕極速。圍岩之構造，與侵蝕亦有關係，若岩石具有裂縫甚多，則侵蝕進行亦速。

2. 陸地經河流侵蝕變化之速度——世界各河流之侵蝕力，各各不同，如美國密士西比河，據計其每 3500 年能使其流域面積，減低一呎。印度恆河，每 1750 年約減低一呎。意大利之 Simeto River 於 1603 年為 Anarto 火山熔岩所塞，至 1828 年，河已穿過熔岩，深達十餘公尺，寬約數十公尺。世界大陸之平均高度，約在海平面上 2300 呎，若以密士西比河之平均速度，繼續下切至海平面，則約 8,000,000 年後，大陸即行毀滅。但以全球而論，河流之侵蝕力，當不如若是之大。茲假定每四千年減低一呎，庶幾近之矣。

(5) 河流之搬運量——河流不僅有侵蝕作用，且能搬運，其所挾帶之物質，稱為搬運物 (Load)，其中可分為三類：(1) 溶解於水中者 (In Solution)，(2) 混雜於水中者 (In Suspension)，(3) 接近河底，隨水滾動者 (By Traction)。河流之最後歸宿為海洋，其所挾帶之搬運物，至此則轉卸而沉積。河所含之搬運物，(1) 與 (3) 兩類似屬少數，第 (2) 類為量最巨。河流所挾帶混雜於水中物質顆粒之大小，乃視河流之性質、流速、及顆粒之比重等而定。茲分述如下：

1. 河流之性質——若水體之流動，異常均勻，即自中心至兩旁，自頂至底，各水之分子，乃在同一速度下，向前移動，則所挾帶者必為極細之物質，如粘土之類。此種物質混雜於水中，可保持極長久之時間，若有一砂粒落於水中，則可即刻沉之於底，除非河流能力甚強，能使其沿底隨水滾動。然河流之性質並非如此，其中心部分流速，往往較底部及兩旁為快，同時上下及前後，則各有一定之流速交互其間，而產生漩渦運動。此種與在玻杯中攪動水之情形相同，底上之砂粒因此運動之關係，可即刻脫離底部，而混雜於水中，被其挾帶。

2. 流速——河流之速度，不僅與坡度有關，即與其水量亦有關係，如兩河流之坡度，及河床之形狀相同，則水量大者速度較快，速度愈快，其所搬運之物質亦較大。通常每小時之速率為  $\frac{1}{5}$  哩者，僅能挾帶細粘土。每小時  $\frac{1}{2}$  哩者，能搬運砂粒。每小時一哩者，能滾動砂礫。其每小時兩哩者，則能掃蕩如蛋狀大小之礫石。據水力學定例，搬運力等於其流速之六乘方，譬如流速增加一倍，則其搬運泥

砂之量必增 64 倍。設  $T$  = 搬運力， $V$  = 流速，則其公式爲

$$T \propto V^6$$

3. 比重之影響——河流在一定之速度時，所挾帶物質之大小，乃以其比重而定，普通約在 2.5—3.0 之間。雖較等體積之水爲重，然因物體浸入水中後，其所失之重，等於換代之水體積，因此河流之搬運力甚大也。

4. 河流搬運量之估計——世界各重要河流之搬運量，大小不同，茲列之如下：

河 名	流速(以每秒立方公尺計)	搬運量(每年以立方公尺計)
揚 子 江	21.810	182,000,000
密 西 西 比 河	17.500	211,500,000
恆 河	5,762	18,030,000
尼 羅 河	3,680	
黃 河	3,285	472,500,000
萊 茵 河	1,974	
白 河	220	2,266,000

由上表所列，可知黃河爲世界含砂量最多之河。據 1919 年調查，挾帶入海之砂量，總共爲 473,000 呎畝，其中以八月份爲最多，約及全數之半。此巨量之砂，足能在 37 方哩之地，積高至 20 呎。砂之顆粒甚小，其圓徑約在  $\frac{1}{1000}$  吋左右。

5. 均夷河流 (Graded Streams) —— 河流之搬運

力，與其挾帶之搬運物相等者，吾人常稱爲河流已達均夷。若挾帶之搬運物，已超過其搬運力，則一部分搬運物即行沉積 (Aggrading)。若搬運物甚少，則稱爲陵削 (Degradation)，因河流可利用其餘力，侵切其河床也。因此均夷者，乃一河流之侵蝕與沉積已達其均衡之情勢也。

(6) 谷 (valley)——河流均沿谷中流動，就通常而言，谷與其河流之大小相等。谷比被其連接之谷爲大，而比被他谷連接者爲小，此與河流之情形相同。支流之谷底與其相接大谷之底，係在同一平面。由此可知，谷並非已成後，爲河流所流經，乃經河流之侵蝕作用，切鑿而成也。此種稱爲侵蝕谷 (Erosion Valley)。他若向斜層槽形地，有時成谷狀之窪地，此種乃由於岩石之構造而成，故稱爲構造谷 (Structural Valleys)。

1. 河谷之開始——地表坡度如不一致，則受水侵蝕結果亦不相同。例如山坡有淺小之凹陷，山上流下之水，必經行其上，水量愈多，流速愈快；流速愈快，則侵蝕愈強，下切愈深，此種凹陷即漸漸變成細谷 (Gully)。細谷成後，向源伸長，向下切鑿，集中流水，增大其範圍，進之而成小谷 (Ravine)。細谷小谷，匯流而成稍大之表流，稱爲溪 (Creeks)，合溪流而成爲河 (River)。細谷乃細小之谷，多爲間歇河 (Temporary Streams)。因其忽斷忽續，專以時節及雨量爲轉移也。小溪集成大河後，流水終年不斷，稱爲恆流河 (Permanent Streams)。後者終年可得潛水之供給。如前者日事下切，河床深入潛水面以下，亦永無間斷之虞矣。

2. 河谷發育之限制——河谷之深、長、及寬三方面，常在某種情形之下，各受限制，不能儘量發育。先就河之加深言之。河均朝宗於海，故海水平面，乃河之最深限制也。就事

實而言，河底能達海平面者，僅沿海之一段耳。河流下切之最低平面，稱為侵蝕基準 (Base level)。當河流達於基準後，因其坡度甚平，故流速甚慢。換言之，當其漸近基準時，流速漸漸緩慢。故除去其最後數尺時，其所需之時間，往往較所有以前所費之切鑿時間為長。至於河之長度，漸向大陸伸長，即所謂向源侵蝕 (Head erosion)。其上進之止點，常為其他河谷所阻截。兩河之流向相背，則向源侵蝕相向，若兩河之水量、坡度、河床性質等相同，則其分水嶺 (Divide)，位置僅垂直下降，而無遷移之現象。關於分水嶺之遷移，後當述之。就其寬度言之，河谷兩岸，受風化作用，雨水冲刷，堅硬岩石，多變為鬆土，墜落河床，搬運至河之下流，而向兩旁加寬 (圖 12)。如有兩河谷平行，侵蝕力相若，則其間之分

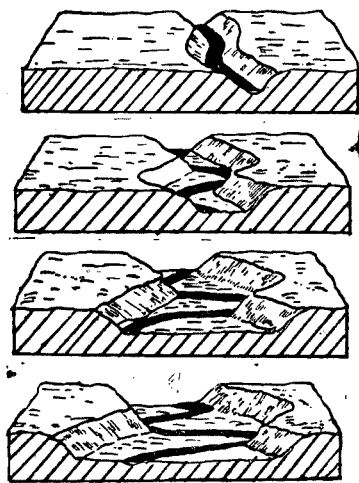


圖12 河向兩岸伸展之情形

水嶺，亦日漸下降，終被完全切去，兩谷合而為一。總之，河谷之深，至基準為止，其寬及長則為隣近之河谷所限制。

3. 河谷之競爭 (Struggle among Valleys) —— 河谷之原始，乃細谷與小谷，前已言之，然每一細谷及小谷，未必皆能成為大谷。因當河谷發展之時，多數細谷及小谷皆被吞併，消滅之於無形。如有三谷並行，居中者水量較大，河谷較深，繼續兩側侵蝕，結果其間之分水嶺消失，三者合而為一矣。

4. 無細谷之河谷 (Valleys without gullies) —— 河谷乃由細谷發育而成，然亦有例外者，如在美國之北部及加拿大，由於冰川時期而生成之湖，為數千餘。此區域在潮溼氣候時，湖中因接受水量太多，遂溢出四周，而成河流。此種河流再向下流，注於其他河流或湖中，沿其流經之地，遂侵蝕成谷。故此種係河流生於河谷之先，而與前述者情形相反。

5. 支谷 (Tributary Valleys) —— 大多數河谷常有支流 (Tributaries)，如樹之分枝然。主谷與其所屬之支谷，合組成一谷系 (Valley System)，其河流、主流與支流則稱為河系 (River System)。一河系流經之區域，則稱為流域 (Drainage Basin)。支谷之起始為細谷，在其主谷之兩旁，若一河谷旁之坡度，與谷相向，則水多由此流進，因速度較大，故有相當之侵蝕力。其後水流漸多，結果即產生細谷。若主谷四圍之各點，所流進之水，雖其量相等，然因谷圍之岩石抵抗侵蝕力強弱不等，其較弱者，每易成為細谷。

6. 谷之地形發展期 (Stages in topographic development) —— 谷之生成，前已言之，其過程恰與人類相似。

其每一期，皆有其特殊之形狀，故觀察一谷之形狀，即可知其發育已達何種程度。地形學者，對於河谷之發育，常分之爲三期。其始爲幼年期 (Young stage)，谷面深狹，狀如 V 字形，此乃表示其下切甚力。幼年河谷坡度較陡，常有少數及發育不完全之支流。幼年期漸漸發育而入成年期 (Mature stage)，此期河谷較寬而較深，坡度較平，支流亦較大而多。在成年初期時，谷形如  $\square$  字。後期則較平，此期下切之工作較慢，而兩側之侵蝕力加強。及達老年期 (Old stage)，則河谷寬大，近於水平，形如  $\sim$  狀。

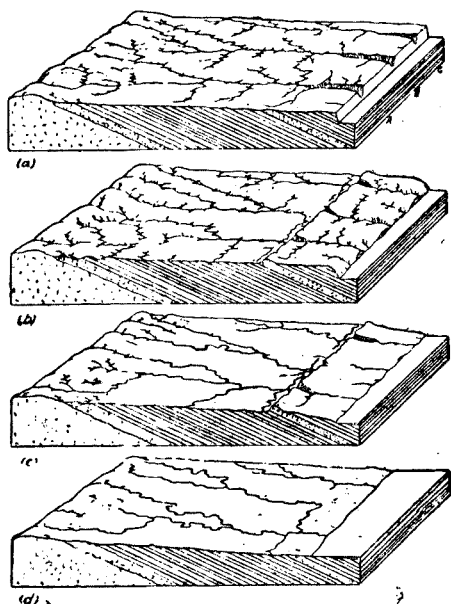


圖13 示河谷之地形發育期

(a) 幼年期      (b) 次成年期      (c) 成年期      (d) 老年期

幼年期、成年期及老年期三時期，已多應用於河流及其流域之地形，如圖 13 之 (a)。河谷較少，其性質如上述，乃為幼年期，此區內流域極少，谷間之高地，尙未受到侵蝕影響。及至成年期如圖 13 之 (b) 及 (c) 谷間已受侵蝕，僅餘狹窄之突起，較之大河谷，已近達基準。坡度已在最高點。此區之任何部分，皆有流域線之分佈。當河流達老年期時 圖 13 16 之 (d)，則近乎夷為平地。地形平坦，一望無涯。此種平原，若甚完全，則稱為基準平原 (Base level Plain)。

谷及河流之三時期，係地質學上之名稱，而並非示若干年限也。因一較大河流，若其侵蝕力較小，則達老年期所需之時間，有時與一侵蝕力強之小河流相等，或較其為久。同時河床岩石之軟硬，與所需之時間，亦有密切之關係也。

#### 7. 殘丘與侵蝕平原 (Monadnocks and Peneplains)

——河流達老年期後，介於兩水系間之分水嶺，降落甚低，而成寬平稍高之隆起地帶。分佈於此波式平原上，尙有斷丘殘崗，或為難以風化之岩石，或其地位在河流之間，較為有利，此即稱為殘丘。若殘丘漸形低下，陸地表面幾等於海平面時，則稱為侵蝕平原。據 Davis 氏之意見，謂侵蝕平原乃侵蝕作用最後之地形，此種地形在沿海下降地區，海水將溝谷填滿，平頂山頭散佈於水面之上，尤易認識。

8. 侵蝕循環 (Cycle of Erosion)——由上述可知地形之改變，河流侵蝕，乃一最重要之因素，其始岩面深狹，是為幼年期。迨侵蝕既久，溝壑漸廣，則稱為成年期。泊乎高山夷為平地，侵蝕衰而沖積盛，地形平坦，一望無涯，則稱為老年期，即所謂侵蝕平原也。然地盤非永久不變者，深谷為陵，高岸為谷，地盤之升降，實為地質歷史中最普通之事。故河



流雖依其步驟，自少壯以達老年，若遇地盤上升，則侵蝕復新，週而復始，以達幼年及成年時期。此種循環作用，Davis氏特稱為侵蝕循環。

(7) 由於岩石硬度不同及特殊構造而成之現象：——

1. 急流及瀑布 (Rapid and Falls)——急流者，乃一河流在某一地點，其速度超乎平常。而瀑布者，乃在一地點，其水墜落而下也。急流與瀑布之生成方法不一，茲就其重要者言之。若一河流，乃由一湖之汎溢而成，水經之處，為陡立懸崖，其結果即產生瀑布。若一主谷被一冰川深切，而其支谷則否，以後冰消跡後，主谷之底，乃較其支谷之出口為低，在支谷出口處即易產生瀑布。由此種原因而生成之急流及瀑布，在美國西部之山地，甚為普通。若在河床中，有一堅硬岩層出露，而其下部為軟質岩層，則河流流經其上，因穿鑿後者較易，結果即產生急流，如繼續侵蝕，堅硬岩層在河床愈趨陡峻，於是急流即漸漸變為瀑布。第一類瀑布乃順流於斜坡之上，故多稱為順向瀑布 (Consequent falls)。後二類之瀑布，乃由河流作用而成，故稱為侵蝕瀑布 (Subsequent falls)。瀑布之生成，可由下圖解釋之。一河流在陡坡上流下，多為陵削河，如圖 14 之 I. 所示。在A處其磨損河床較速，因其岩石質軟，而在上部，則為質硬之岩石，結果在A處之坡度變大，如圖 14 之 II. 所示。換言之，即產生急流，而坡度愈變愈陡，最後在A處，即生成懸崖絕壁，河流經其上，一落千丈，而成瀑布。瀑布傾瀉之水磨損軟質岩石，較覆於其上之硬質岩石為速，故硬質岩石常稍突出。時日經久後，此不能支持之突出部分因流水下切 (Undercutting) 作用，而日漸剝落，瀑布即向上流倒退。由瀑布下流之水，遂重侵蝕

其坡度，以達均夷。如圖 14 之 III. 瀑布向上流退至質硬岩石或造瀑層 (Fall making layer) 之底時，已近於均夷河床之位置。最後達於 0 點時，瀑布停止倒退，因將來下切不易也。此時磨損之最高點，已移至 C，此點之磨損情形，乃將直坡破壞，水乃由陡坡下降，故此時之瀑布已被急流所繼

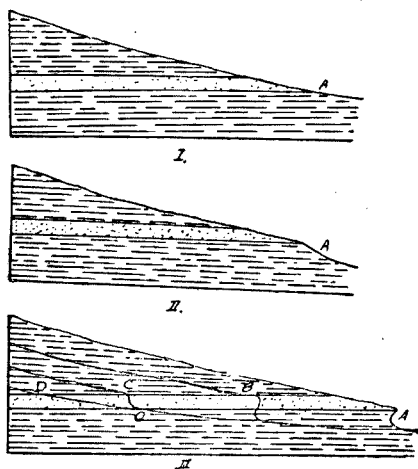


圖14 示瀑布之生成及其消滅

承矣。最後造瀑層之頂部，已被蝕成均夷河床之位置，而急流亦復消滅（圖 14 之 III. D）。若岩層向上流傾斜，情形亦復相同，惟瀑布倒退之距離較短，壽命較促耳。岩層若直立，因軟硬之關係，亦可產生瀑布。在瀑布及急流之底，因水之旋流作用，常能蝕成圓形深洞，稱為甌穴 (Pot holes)，今若於無水之處見之，即足證昔日曾有瀑布或急流矣。瀑布之最著者，為美國之 Niagara 大瀑布，飛泉下注，約一百六十

餘呎，形如巨鍊，極為壯觀。每年約向上流退移四五呎，現距其原處約有十六公里。

2. 狹谷(Narrows or water gaps)——谷旁之岩石，如性質強弱不等，則谷向兩岸加寬時，各處之速率亦不等。若岩石之性質相差甚大，則軟弱處變寬，堅硬處仍然狹窄。如在某一處，其寬度較谷之正常寬度為狹，則稱為狹谷(圖15上)，或水隙。其著名者為美國 Appalachian 山區域之 Delaware Water Gap。狹谷常產生於岩層傾斜較陡之區，且常與成年期河谷有關，因幼年期河谷到處皆為狹谷，而老年期河谷，極為寬平，與岩石之性質，無甚關係矣。

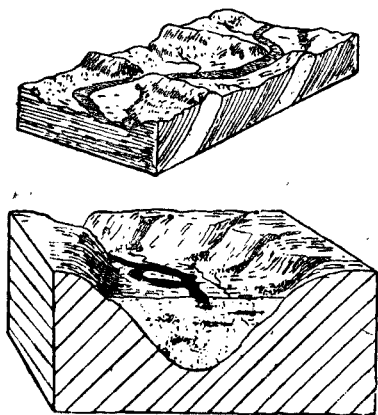


圖15 上：狹谷之形狀

下：在一狹谷中由沉積作用而成之沖積平原

3. 峽(Canyon or Gorge)——河谷之深度與寬度相差懸殊者，稱之為峽，如美國黃石公園之 Grand Canyon，為世界最大之峽。此峽下切極深，因高原表面高出侵蝕基準

甚多之故。考谷深狹之原因。爲：(1)氣候乾燥，向下侵蝕之力，較向兩岸沖毀者爲鉅。(2)峽壁之岩石面極陡峻，或成懸崖。(3)在此種環境下，如河谷日漸寬展，則峽不復存在矣。Grand Canyon 及其支峽，皆在侵蝕之幼年期，歷時既久後，峽下切浸衰，兩岸侵蝕開始，峽之兩岸漸寬，最後即大高原，亦被蝕成基準平原。然仍較海平面稍高，故峽之生成，除與石質之堅鬆有關，即氣候亦爲重要之因素。我國之峽谷亦多，著名者如揚子江之三峽，及黃河之龍門是也。其中尤以米倉峽，兩岸絕壁高聳，形勢雄偉，江水中流，宛如小溪，風景之美，殆無倫比。

4. 岩級或岩石台地 (Rock Terraces) —— 河谷穿切抵抗侵蝕力不同之水平岩層，常成岩級。此種級之造成，多爲堅硬之岩石，因其侵蝕較上下之疎鬆岩層爲難也。

5. 由侵蝕不均而成之高地 (Elevations due to Unequal Erosion) —— 軟質岩石因侵蝕較速，故與其相伴生之堅實岩石，常餘留而成高地，此在野外，甚爲常見。若岩層掀起甚劇，質較軟者被剝蝕後，其抵抗力強者，則遺留而成脊狀，此即 Appalachian 山脊之所由成。在連山之旁，由此種原因而成之小脊，則稱爲蝕餘嶺 (Hog-back)。如岩脈之岩石抵抗力甚強，則常產生脈脊 (Dike ridges)。若岩層爲水平，所成者常爲平台狀之水嶺，其高度不大而範圍較廣者，則稱爲方山 (Mesia)，此在我國四川盆地中，極爲常見。如方山之平頂一部或近於全部，被侵蝕而破壞，則稱爲孤山 (Buttes)。

6. 分水嶺之移動 (Migration of divide) —— 河流初發育時，向源侵蝕甚劇，前已言之。若兩河流相背而流，界於

其間之山嶺，稱爲主分水嶺(Main divide)。同一河流內支流之分水界，則稱爲副分水嶺(Subdivide)。若分水嶺兩側河流所具之條件，如水量速度、河床坡度、及岩石性質與構造等，完全相同，則分水嶺祇有下降，而無移動之可能。但此種情形極少，兩方稍有差異，其侵蝕力卽有強弱之分，由此而引起分水嶺之移動。茲分述於下：

一、水量不同——兩河流相背或平行而流，水量定有大小之差，則侵蝕自異。兩河背流，其水量大者，常將分水嶺推移於對方，兩河平行，則水量大者，卽破壞其與鄰河之分水嶺，而吞併之。

二、岩石性質之不同——分水嶺之兩側，如由兩種硬度不同之岩石所組成，則軟者易被侵蝕，故分水嶺多向硬岩石之方向移動。

三、地層構造之不同——分水嶺如係單斜層，或開展之背斜層及向斜層，則其移動，乃向岩層之傾斜方向。

四、河床坡度——兩河床之坡度，相差愈多，則分水嶺之移動愈顯。普通坡度陡者，因向源侵蝕甚強，故分水嶺往往向坡度較平者之方向移動。

由於上述四種原因，故大山兩側之河流，常有爭奪分水嶺之現象。至其他如地殼起褶縐或掀起運動，分水嶺亦可發生變化。

7. 岩石構造與河流路綫之關係——岩石如具有節理或其他裂隙，則流水易於經過。如此而生成之水系，常成特殊之花紋，例如在 Adirondack 山地，卽有許多河流沿斷層綫流動。如一區域，其下部爲水平岩層，則河谷可向任何方向伸展，故河流路綫卽無一定系統之排列。如在一抵抗侵

蝕力不等之掀起岩層區域，則較大河流常沿軟弱岩層流動，而其支流，每與其成直角相聯接，而成一有規則之流域花紋。

河流有時須穿過較硬岩層，以求達於較軟岩層之上，因而改變其河道，如圖16之A。較遠之河流在狹谷中因須穿越抵抗力較強之造脊層，故自身之

河谷，雖在狹谷上為軟弱岩石，亦不能侵蝕。較近之河流，因其不穿越堅硬岩石，故在稍低處可切蝕其谷。由於向源侵蝕之

關係，伸長甚速，現已將達較遠之河流矣。而後者之水，因在侵蝕點以上，故將變為前者之支流，因其可使之向較低處流動也。在圖之B中，此種現象已產生，通常稱為河流侵奪(Stream

Piracy)。影響改道之河流，稱為侵奪河(Pirate)。其遭受損失之河流，稱為奪流(Beheaded Stream)。此種河道之轉變，則稱為改流(Stream Capture)。

侵奪河因水量忽然增加，故可在老谷之底，又切成一新谷，老谷遂殘留而成較平之台地矣。奪流現升至山脊之左，往昔故道，亦保存其缺口於山嶺之上，稱為風隙(Wind gap)。經過侵奪後，河流乃有捨棄硬質岩石，而遷就軟質岩石之趨向。因此岩層構造，可以調整河流之方向，普通常稱為構造調整法(Structural Adjustment)。

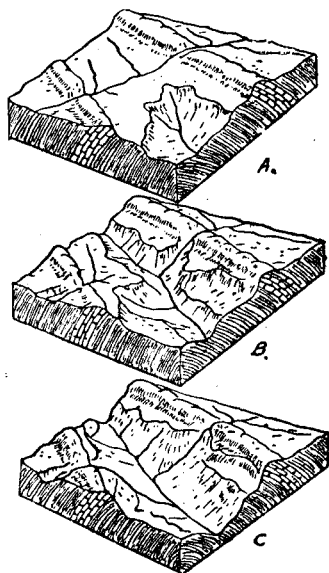


圖16 示河流之襲奪

一河流能使其鄰河之水改道者，乃因其具有較大水量。岩石抵抗力較弱，乃搬運物之性質及量或至海之距離較短。

(8) 河流之沉積 (River Deposits)——河流沉積之原因，爲(1) 河流之速度被阻止後，所挾之搬運物，即行沉積。至阻止流速之原因又爲：(a) 斜度減低爲最重要之因素，尤以在大谷之中部及下部。(b) 河流經過雨量缺乏之區域，由於急速蒸發及滲透於地下之關係，致水份損失甚多。水量減少，則速度及挾帶能力減低，遂形沉積。(c) 河流出口，水流被阻，易於沉積。及(d) 河床之形狀改變，亦可沉積，例如若一挾帶搬運物之流水，離開一狹直而平之河床，進入一寬彎曲而不規則之河床，則水流與岸之磨擦增加，速度遂減，結果產生沉積；(2) 支流之坡度甚高，常輸出較多之沉積物於其緩慢之主流中，結果在主谷之底部，產生沉積。由河流沉積而產生之現象，可分爲下列數類：——

1. 冲積丘 (Alluvial cone)——澗水暴發，沿陡坡而流至山麓谷底，則速度頓減。所挾砂泥石塊，漸致淤積，愈下愈寬，堆成丘形，是謂冲積丘。大致近溝口處，停積最厚，愈下愈薄，其中砂石，大小夾雜，無層次之分。丘之斜面，有甚急近十度者，此種多見於半乾燥區域陡坡之底部，因此區雨量無常，且或有陣雨，致產生臨時而有力之急流，故頗適於冲積丘之產生。且面積較大，如在美國 Great Basin 羣山之底部，所成之冲積丘高度，有達一千公尺左右者。斜度甚緩之冲積丘，則稱爲冲積扇形地 (Alluvial fan)，其直徑約自數呎至數哩，例如 California 河所造成之冲積扇形地，其直徑有達四十哩者。若多數冲積扇形地鄰接，漸能連合，而成廣大之厚層，此則稱爲複冲積扇形地 (Compound Allu-

vial fan)。在美國 Rocky mt. 之東，有數處之複冲積扇形地，伸展達一百哩以上。

2. 冲積平原 (Alluvial Plain)——河流經平原之上，如遇暴雨，或源頭雪消，則河水暴漲，釀成氾濫，附近地區，盡成澤國。其時因速度頓減，故所挾帶之泥砂，沉積於河之兩岸，積久則成厚層，稱為冲積層 (Allvium)，其造成之地，稱為冲積平原。然如一河流，係在狹底之谷中，故極力填滿其河床，結果所成之冲積平原，乃完全由沉積作用而成 (圖 15 下)。當河流氾濫時，其濱河之處，因流速驟減，沉積最多。富於粗砂石礫，積久而成一與河流相背之平緩傾斜之邊脊，稱為天然堤 (Natural Levees) (圖 17 上)。距河稍遠，沉積漸細，地勢亦低，有時積水而成沼澤。冲積平原之土壤，大致均甚肥美，如我國黃河，美國密士西比河及非洲之 Nile 河等之冲積地，皆為良田也。

3. 河流彎曲 (Stream Meanders) ——河流之速度，以中部為最快，兩側及底部較慢。普通所謂流軸 (Axis of

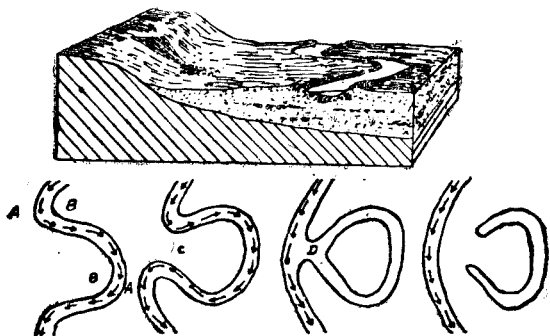


圖17 上：天然堤的形勢

下：示河流之彎曲及牛軛湖之生成



flow) 者,乃指河水最深,流速最快之綫也。河爲直流時,彼則居其中部,河曲彼亦曲之,因其具有最大之水量,最快之流速,故其侵蝕力亦最強。當河流發生彎曲時,流軸沖擊之點,侵蝕最強,故外灣處(如圖 17 下中之 A)沖擊最甚。吾國治河者,謂爲險工。內灣處(B)沖擊最微,且因水淺速度慢,不但無強烈破壞之力,且挾帶之搬運物,難以前運,遂淤積於茲。歷時愈久,彎曲愈甚,終則成圓圈形(C),二圈間漸漸逼近,一但水漲,必沖成新道,因其途徑便捷,故趨直而流。河灣中心之殘基,屹立如島,而所遺之弧形河道,則變成牛軛湖(Ox-bow-lake)如圖 17 之下 D。大河流之沖積平原上,含此種湖甚多,如密士西比(圖 18)及 Kansas 河等

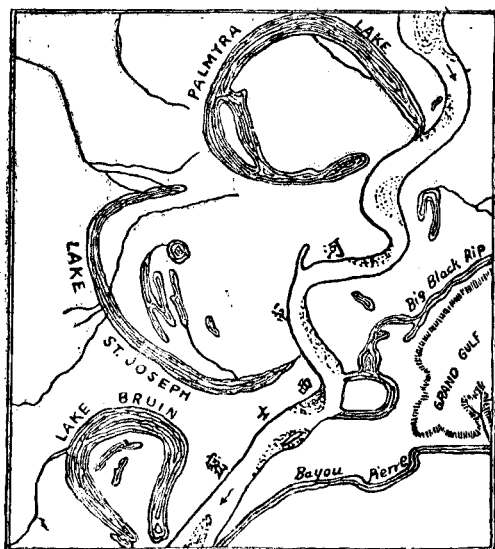


圖18 密士西比河下游之彎曲及牛軛湖

是也。牛軛湖乃一臨時現象，常由下列情形而漸漸充填：如（1）由於其淺岸上植物之侵入；（2）由於意外之氾濫而有淤泥沉積；（3）由風吹至之物質；及（4）自四圍陸地之洗刷等是也。凡一河流，如其侵蝕與沉積，約略相等時，則蜿蜒於平原之上，甚易彎曲，其結果則流域漸廣，河谷漸寬，附近地方，因灌溉便利，常成富庶之區。

4. 台地 (Terraces)——河流之兩旁，常有狹長而平之陸地，形如階梯，二三級或四五級不等，相距約數公尺，是為台地。考其成因，有下列各種。一河流在以前，因挾帶沉積物太多，故坡度低緩時，遂沉積而成冲積平原。其後因挾帶運搬物減少，又產生新力，開始侵蝕，將以前沉積成之平原，再行切割。在較低之平面上，重新建一新冲積平原，舊者遂殘留而成台地，如圖 19 上 AA 為河谷，B 為河流之冲積

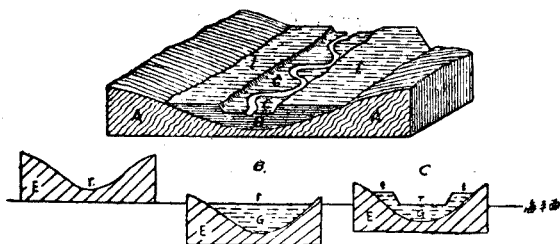


圖19 上：台地之生成

下：地盤升降及台地之生成

層，tt 為舊冲積平原，現已成台地。CC 為新冲積平原，台地亦可由地盤之升降而成，此當於後節述之。世界各地之城市，全部或一部位於台地之上者極多，不勝枚舉。台地因其位於河谷中，坡度甚平，故鐵道綫常沿之修築。台地分佈甚

廣，各大河流上皆有之。我國四川嘉陵江，卽有台地二級，異常顯明。上級稱爲重大台地，下級稱爲黃桷樹台地及爲江北礫岩層是也。

5. 三角洲 (Delta)——當河流入海或湖，河床幾達侵蝕基準。河面變寬，流速驟減，所挾泥砂遂紛紛沉積，日積月累，造成沙灘，因其形似希臘字之 $\Delta$ ，故稱爲三角洲。其沉積常成特異之層次，大致可分爲三層：底層 (Bottom set)，質甚細，平鋪於海底上，極整齊。中層 (Fore set)，質稍粗，微向海方傾斜，其傾角大小，視沉積時水面深淺而定。頂層 (Top set)，成水平層，覆於中層之上，因沉積時已出水面，故多屬大陸沉積。大致頂底二層，佔地最廣，亦最常見，中層之容積較大。然傾角不易覺察。

三角洲生成之條件爲：(1) 河流之入海或湖處，潮汐微弱或無之；(2) 河水挾帶之泥砂，爲量甚鉅；(3) 海岸與海底坡度不陡。世界諸大河如我國黃河之入渤海，揚子江之入東海，非洲 Nile 河之入地中海，美國密士西比河之入墨西哥灣等，皆與上述之條件相符合也。如潮汐甚大，挾帶之運搬物爲量不多。海岸坡度較陡，則無產生三角洲之可能，例如我國浙江之錢塘江，及英國之 Thames 河，受潮汐之衝觸。又如北美洲大西洋沿岸各河，則因海底成深淵，故皆無三角洲之生成。至如印度之恆河，雖有怒潮，然因挾帶多量之泥砂，故仍可產生三角洲。

世界三角洲之重要者，如我國黃河及揚子江之三角洲，面積達數萬平方哩。美國密士西比河之三角洲，長約二百哩，面積達一萬二千方哩。印度恆河之三角洲，長約二百哩，面積達四萬平方哩。三角洲發育之速度，乃與砂量成正比，而

與海底深度及潮汐強度爲反比。據計算之結果，密士西比河之三角洲，每十六年，約伸展一哩。黃河自咸豐五年改道以後，約六十七年中，使陸地延長三十哩，即每年約延長半哩。揚子江之三角洲，每六十年約伸長一哩。由此可知，三角洲育之遲速，乃視其所處之環境而異也。

(9) 河流與地盤升降之關係 (Effect of Changes of Level) ——地盤升降，實爲地史上最普通之事，河流因受其影響，不特剝蝕週而復始，地形亦現特殊之象。茲分述於後：——

1. 溺河 (Entrenched River) ——海平面爲河流下切之最低限度，若河面因大陸下沉，而被淹於海平面以下，則舊日河道彎爲海灣，此即稱爲溺河。沿大西洋海岸，溺河分佈甚多，如面積稍寬者，則稱爲海灣，例如美國之 Chesapeake Bay 是也。凡溺河所在地，乃因海岸下降，故亦稱爲沉沒海岸。其後如地盤上升，致舊日之溺河，復出海面，因坡度增加，河流又復開始下切河床。故舊日之成年期地形仍可察見，而現在因上升之關係，河流又成青年期之狀態矣。凡遇此種情形，則稱爲河流之轉新 (Rejuvenation of stream)。

2. 台地——台地除經河流侵蝕而成外，地盤之升降，亦可生成，如圖 19 下 A 示河床在海平面之上，祇有侵蝕，而無沉積。若該處陸地，漸漸下降，至海平面以下，則谷中將爲沉積所填滿，如 B 所示。此後陸地又復上升，侵蝕再起，將河床中沉積，深切成谷。其谷底與海平面相彷彿，兩岸留下之殘基，則爲台地，如 C 之 t 是也。若河床上升不已，則台地可有數層成梯級狀。

3. 順向河及後成河 (Consequent Rivers and Sub-

sequent Rivers) ——大陸發育之初，地面水流，多依地表之形勢而定其位置，此即稱為順向河，為青年期地形之特徵。此在新成之火山錐及呈穹地構造區域，河流常呈幅射狀者，即斯理也。其後侵蝕漸深，岩層顯露，構造與性質，遂能操縱河流之位置，其所成之河道，常與地形不符，此即稱為後成河。若同時地盤上升，惟上升之速率，不及河流侵蝕之速。因此該河仍能保持其原有河道，但與後成之地形不合，常能穿山而過，凡一河流，其方向初係與地形相符，但現在則與升起之陸地不相一致者，即稱為先成河 (Antecedent River)，例如美國之 Kanawha River，在 Virginia 西部，曾穿過升起之高原，而保持其原來河道，及我國揚子江在川鄂交界，切過三峽，以維其固有路線是也。由此可知，先成河生成之條件，必須有：(1) 地盤上升速率不能超過河流侵蝕之速度；(2) 該河必具有傾斜較陡之河床；及(3) 該河必具有較大之水量。

4. 上層遺留河 (Super posed Rivers) ——河流本依浮面之地層及地形而定位置。其後侵蝕進行，河仍繼續下切其河床，雖然其下之岩石及岩石構造與表面不同，最後浮面地層全被侵蝕而去，而露出地下岩石之地形，此老河床與之兩不相合 (圖 20)。故凡一河流，最初之位置，乃依地形及岩石構造而定，而現在則與新發育之地形及岩石構造，全不相合，則稱為上層遺留河。在此種情形之下，其較小支流多為後成河。上層遺留河與先成河，甚為相似，兩者往往切穿高地而成峽谷。但先成河乃係在河流發育時，地盤經內力而上升，而上層遺留河之產生，乃由於侵蝕作用，而將地表降低也。在美國 Appalachian 區域，其主要河流如 Dela-

ware, Susquehanna 及 Potomac 等河,均屬此類。我國四川之嘉陵江,亦係適例。

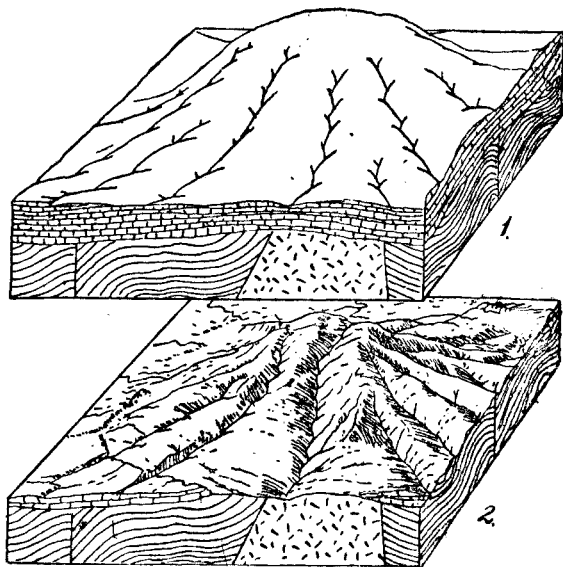


圖20 示上層遺留河

1. 在褶曲及斷層岩石之上覆以較新岩層,呈穹形,自中心部分產生,順向河放射四流。

2. 上覆新岩層侵蝕而去,放射狀河系遺於老岩石上,繼續存在,然與老岩石之構造線無關。(After C.B. Brown)

## 第八章 湖 (Lakes)

(1) 湖之分佈——凡停滯在陸地以內之水體，統稱為湖。其大小之範圍不一，可自一數方呎之池沼，以至於 31,000—32,000 方哩之美國 Lake Superior。深度亦不一致，約自數呎至數千呎。世界最深之湖，為西伯利亞南部之 Lake Baikal 深達 1430 公尺。惟多數湖常極淺，如洞庭湖深僅 10 公尺。其產生可在任何之高度，自海平面以下至高於海平面數千呎，例如 Lake Titicaca 之水面，即在海平面以上 12,500 呎，而 Salton Sea 及 Dead Sea，則在海平面以下。湖在任何緯度皆有，故在地面之分佈，極為參差。

在美國東北部，加拿大及歐洲之近代冰川區域，湖之分佈極多。芬蘭地方，約三分之一地區，為湖及沼澤所掩蓋。Maine 有 1620 湖，而 Minnesota 則數目近於 8000。在美國之西北部，加拿大之西部，阿爾卑斯及其他冰川山谷中，亦有湖甚多，其中多數乃充填窪地而成。此種窪地或係：(1) 在冰堆石雍塞之後；(2) 由冰川州侵蝕鑿成。湖沿海岸亦甚普通，多在沙洲及洲堤與海岸之間。湖在盆地及高原，亦可產生成不規則之帶或羣，例如亞洲中部及非洲之一部是也。在盆地中有若干較大之湖，乃由地面向下撓曲或因斷層陷落之結果而生成。

(2) 湖之種類——湖係閉封一部分之水體，有活水與靜水之分。活水者與河相通，故源流廣遠，所攜來之鹽類，未曾沉澱即隨流俱去，因此此類湖泊，又稱為淡水湖。靜水者則不然，河水攜帶之鹽類，沉澱其中，水無出路，日受陽光之蒸發，則水

分漸減，鹽質漸增，終則水鹹，故又稱爲鹹水湖，凡氣候乾燥之地，常可見之。前者以 Lake Superior 爲最大，後者如 Salton Lake 及 Caspian Lake 等，均係較著者也。

(3) 湖之成因——論湖之成因，前已稍言及之。茲再申述如下：——

(甲) 構造湖——由於地殼之撓曲或斷裂，產生之盆地蓄水而成之湖，前者如 Lake Superior，後者如在南非洲之 Tanganyika 及 Nyassa 等湖。他如美國西部 Oregon 之 Warner Lake 及匈牙利之 Platten Sea，亦係由地殼之斷裂而成。在石灰岩區域，由於溶解作用，而陷落生成之石灰窠中，所成之小湖，亦屬於此類。

(乙) 侵蝕湖——由各種作用侵削而成之岩盆地，此種最普通之主力，爲冰川之作用。此類冰川湖，在美洲北部及歐洲之高山地帶爲最多，惟面積常不大。其次爲風之作用，因風可將細粒物質如頁岩及黏土吹去，使原地變成低窪之盆地。積水亦可成湖，此種湖多見於乾燥及沙漠區域，如非洲之 Sahara 沙漠是也。有若干湖乃填火山之噴口而成，如意大利之中部，及吉林長白山支脈，白頭山頂之天池，亦可併入此類。

(丙) 堰塞湖——河床中之一段，爲天然障礙物所阻，因而積水成湖，屬此類者，最爲普通。其障礙物，或爲火山之灰燼，或由於山崩，或爲冰河之砂礫。最常見者，卽其支流或海邊之淤積，流水既被塞不通，則積聚成湖，吾國杭州之西湖，卽爲一例。西湖居錢塘江之下游，昔本爲江之支流，後因江口三角洲。日漸推廣，水道淤塞，遂與江分。同時海岸逐漸上升，潮汐冲刷之力，爲隄岸所阻，而湖之形成矣。現在湖之四



週，皆有沖積層，即當日淤積之遺跡也。其他如由河流彎曲而遺留之牛軋湖，亦屬於此類。

(丁)海成湖——沿海岸地帶，由於海浪及岸流而造成沙洲，在海岸及沙洲之間，常貯一部分海水而成瀉湖，此在美國沿大西洋海岸極多。又如海岸一帶有淺之窪地，上為海水覆蓋，如陸地升起，此種淺窪地即可成湖，例如 Florida Lake 是也。

(4)湖之作用——湖之作用，對於地質上較重要者，約有數種。湖為天然之蓄水池，故對於一地之水利氣候，關係甚大。河流之水，有湖足以調劑水流，防止泛溢。是以揚子江與黃河相較，則知之矣。湖之大者，更能影響及於附近之氣候，蓋在夏季時，可以冷卻空氣，而在冬季時，可以溫暖空氣也。湖之最大作用，乃為河面沉積物之停集地點，因此其搬運物質停積後，河水即可澄清。例如瑞士之 Geneva 湖，其上端 Rhone，注入渾濁之水，而下端在 Geneva 城旁，流出者則為清藍色之河水。其所沉積之物，在湖之上端已造成六哩至七哩長之三角洲。

在較大之湖中，沿岸之波浪作用亦可見之。常可將湖濱砂礫擁出水面而成天然堤。沿湖邊際之懸崖峭壁現象，亦常可見，稱為湖岸台地，此乃由波浪之沖蝕。近湖面者較為平緩，稍遠成為陡壁。湖面之下退，蓋受氣候或其他影響。在此下降湖面處，又可有新台地之造成，此類湖岸台地，在 Dead Sea 及 Great Salt Lake 等，皆可見之。

(5)湖面之變易——任何湖水面皆常改動，或為漸漸改變，或係忽然改變。茲分述如下：

1. 漸漸改變——此種乃與雨水有關，在雨季時，湖進

入之水較流出之水爲多，故湖面可升高數呎以至數呎。此種改變不僅小湖有之，即較大之湖。亦有此現象，例如在 Lake Michigan 在 1886 年較 1906 年高二呎，而在 1896 年則較 1906 年低三呎。在 1838 年最高，較 1896 年約高出六呎。

2. 忽然改變——湖水對於大氣壓力之變化，感覺甚敏，在平靜天氣時，一小時內湖水可有數呎之變易，此種差異，稱爲常定振動 (Seiches)。小湖之常定振動則甚微。

3. 颶風之影響——若有劇烈之風吹過湖面，且向一方向，則水即被迫至一端，結果湖之兩極端，即顯成不同之水面，例如在 Lake Erie，其差異可大至 15 呎。

6. 湖之溫度——湖水因受日光之熱或與空氣相接觸，可以變爲溫暖。然水傳熱極弱，且爲一弱射熱物 (Radiator)，故不如固體岩石之受大氣溫度之易於改變。若有一湖，每年其不同深度之溫度，有精確之測量，則可知在淺水層變化最大。夏日溫暖，冬日寒冷。而在較深地點（約自深 50 呎處開始），其季與季間之變化，即甚微末。在溫暖之夏季，淡水湖之較深層仍甚冷，此乃因水在  $39.2^{\circ}\text{F}$  時，密度最大，故在冬季時，水皆變冷而沉於底部。且水爲一貧傳熱體，在夏日時，其冷卻之較下層，仍不易溫暖也。茲將在不同溫度時，水之密度列之如下：

水之溫度 (F)	32	39.2	50	70	86
密度	0.99987	1.00000	0.99974	0.99801	0.99577

(7) 湖之成分——湖水之成分，甚不一致，淡水湖因有出口，故與河水之成分相若。其內陸湖，因無出口，故鹹度每甚高。其鹽質約有下列數種：(1) 氯化物類，其固體物質以氯化

鈉爲最多，如 Great Salt lake；(2)碳酸鹽或鹼質類，其中以碳酸鈉最多；如 Goodenough Lake；(3)以碳酸鹽及氯化物爲多，硫酸鹽次之，如 Pyramid Lake；(4)氯化物，硫酸鹽及碳酸鹽三者爲多者，如 Owens Lake, Mono Lake, 及 Tulare Lake；及(5)硫酸鹽氯化物類，如 Devil's Lake。

(8)湖之消滅——就地質學之觀點而言，湖皆爲暫時現象，歷久必被淤積，或並侵削其遺跡，故湖之壽命，實甚短促。茲將湖消滅之方法，分述於下：

1. 由蒸發而消滅——在多數乾燥區域，湖無出口，水分主要乃由蒸發而逃散，此種湖多屬鹹質。有若干大湖，深度亦深，然經此作用幾全滅跡，所餘者僅一小部分耳。例如 Lake Lahontan，面積有 8400 方哩。他如 Lake Bannerville，有面積 17,000 方哩，深約 1000 呎，現在 Great Salt Lake 卽爲其殘餘者。在乾燥區域，有若干無出口之湖，乃屬於週期式 (Periodic type)，卽一年中，有雨水時成爲湖，否則卽蒸發乾涸。此種湖，又可稱爲間歇湖 (Playas)。

2. 由出口下切而消滅——湖被包容於一岩石洲堤中時，逃出之水流經其上，常有微末之侵蝕作用。因湖乃爲停集盆地，故經過之水，常挾帶運搬物甚多。在其下端流出者，則較清，而下切亦慢，若洲堤爲未固結物質，則侵蝕較快。

3. 由淤積而消滅——此種爲消滅湖之最普通原因，但每需要較長之時間。除非湖小而淺，淤積之原因有二：一爲沉積作用，一爲植物之生長。茲述之如下：

多數河流流至湖中，常挾帶多量沉積物，至河出口時，卽紛紛墜落而成一三角洲，漸漸延長至湖中。同時較細沉積物，則佈於湖底，如湖之範圍甚小，則短期卽被封固。由植物

生長而淤塞，亦甚普通。環池沼之邊緣，常有水生植物生長，此種生物，可漸向中部展延。若沉積與植物生長相互並行，則池沼漸漸可變為沼澤，故多數沼澤，即代表湖消滅之末期。其剖面為上層係泥炭質物質，下層為砂泥，全部為水所浸軟。

4. 由潛水面降低而消滅——湖面常與潛水面相符合，若潛水面降低，湖即易消滅，例如開墾農田，將森林清除，以增加表流，乃為低降之主因。潛水面之下降，在多孔砂礫或砂粒層中，最為顯著。

(9) 湖之沉積——湖成沉積之種類及結構，與海洋相似，一部分為機械的，一部分為化學的，一部分為生物的。惟河流入湖時之沉積，均成三角洲，前已言之。機械的沉積，為砂礫及砂泥等，造成之台地如 Great Salt Lake，現已有台地四級。生物的沉積，為蚌殼細泥白堊及泥炭與褐炭等。由化學的而成者，則為石灰岩、沼鐵礦、石膏及岩鹽等。其中最重要者，則為食鹽、鉀鹽及石膏等，例如 Elton Lake，每年可產鹽十萬公噸左右。由此可知，地層中之鹽層，必係昔日含鹽之內海或鹽湖所成也。又海水下退，亦可產生鹽層，如德國三疊紀中部及二疊紀之上部，均有較厚之鹽層是也。\*

鹽湖中鹽類沉積之次序，係以其溶解度而定，通常  $\text{CaSO}_4$  最先， $\text{NaCl}$  繼之，最後為鉀鎂之化合物。故在自然界之鹽層中，最下層為硬石膏及石膏，繼之以石鹽，再上為含  $\text{K}$  及  $\text{Mg}$  之鹽類，如光鹵石 ( $\text{KCl}$ ) 等是也。

我國鹽湖，以西北一帶如青海、新疆、西藏及外蒙等地為多。內地鹽湖，則以山西運城之解池為最大，長約 30 公里，寬

\* 德國之 Stosefort 岩鹽，厚達約 1000 公尺。

約 8 公里，池內大部泥底出露，泥中含石膏結晶甚多。池之南部，水量尚多，採鹽者在泥地開掘淺井，約深三四十尺，俟鹽水積滿，乃取出傾於淺土窪內，使之蒸發，即得食鹽。青海居甘肅之西陲，祁連山之南坡，面積共約 2300 方哩 (5775 方公里)，水中含  $\text{NaCl}$  最多，約佔千分之六七。硫酸鈉次之，約千分之一二。湖之四週，地面皆飽浸鹽質，其附近尚有小鹽湖數處，皆產鹽。西藏尚有硼砂湖，除硼砂外，尚有食鹽及其他鹽類。

(10)湖與人生之關係——湖與人生之關係，至為密切，簡言之有下列數點：(1)湖經淤塞後，可成為肥沃之沖積平原，適於耕種；(2)湖水可以調濟水量，防止水患；(3)湖水可供給灌溉及飲料；(4)湖可調節氣候；(5)湖旁常有瀑布，以供發電，如吉林之鏡泊湖；(6)湖可供水路交通；(7)湖可出產魚類及其他物產；及(8)湖可點綴風景，供人欣賞。

## 第九章 海洋 (The Ocean)

(1) 海洋之普通性質——地球表面被覆以海洋者，約四分之三，拔出海平面者，僅四分之一，設非地表凸凹不平，則必無陸地之存在，而盡為滄海矣。吾人設地球表面為圓形，各地與中心之距離相等，用其作為已知面，即海平面或海水面 (Sea level)，然事實上地球並非為真圓形。兩極較赤道短約 27 哩，且地表面由水與大陸塊之沖擊而變形，因此海平面在海岸，較海中為高，而在大陸，又較海岸為高也。此種海平面，縱之差異，若與偉大之水平比例相較，仍屬渺小也。

海洋之深度，甚不一致，在 1927 年，巡洋艦 Emden 號在菲律賓羣島東部發見一 35,410 呎或 6.5 哩之深海，稱為 Swire Deep，此即今日所知海洋最深之處。惟就一般而言，海洋之平均深度為二哩半，約 13,000 呎。因其愈近大陸愈淺，反之愈深，故可分為瀕海 (Littoral Sea)，淺水 (Shallow Sea)，近海及深海四部。海洋與大陸之接觸處，稱為海岸 (Shore)。由海岸至海深百呎 (= 600 呎) 處，稱為瀕海，或陸海 (Epicontinental Sea)，或陸棚 (Continental Shelf)。百呎深處稱為棚尾 (End of Shelf)。自此坡度變陡，漸漸深下，至千呎處，名為中間斜坡 (Intermediate Slope)，或稱近海，千呎以下，則為深海，或稱海窪 (Ocean Basin) (圖 21)。

(2) 海水之成分——海水所含之成分，因其地區氣候及深度等不同之關係，故差別甚大，就分析所得，其中原素有三十餘種，尤以鹽類為最多。一部係由大陸溶解而來，一部則自

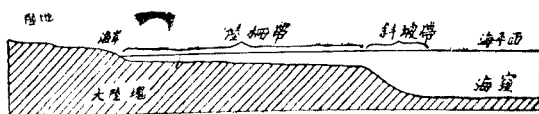


圖21 由大陸邊緣至海洋盆地之剖面

地球初成時，留存於海水中者。其主要之成分，以食鹽為多，約佔鹽類全量四分之三，餘為鎂鉀鈣諸鹽類，又金銀等金屬亦含有甚微之量。茲將所含主要成分，列表如次：

一百磅之海水平均含鹽類約 3.5 磅。一百磅之鹽類中，其所含者為：——

NaCl.....	77.8磅
MgCl <sub>2</sub> .....	10.9
MgSO <sub>4</sub> .....	4.7
CaSO <sub>4</sub> .....	3.6
K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> .....	2.5
CaCO <sub>3</sub> .....	0.3
其他.....	0.2
合計.....	100.0

鹽類之含量，因地而異，與氣溫海流風向，及河水之量，有密切之關係，如北大西洋，因當貿易風下，水分蒸發之力甚大，故富於鹽類。黑海雖屬內海，然注入之大河甚多，而含鹽類之量少。又高緯度地方之海水，表面之蒸發極弱，而冰山或溶冰等之淡水，與其上層之水混合，鹽分亦常少於他處。今舉各大洋及其他附屬海之平均含量如下：——

(A)三大洋之平均含量： (B)其他附屬海之平均含量：

<u>太平洋</u>	34.91%	<u>地中海</u>	38—39%
<u>大西洋</u>	35.37%	<u>裏海</u>	60%
<u>印度洋</u>	34.81%	<u>紅海</u>	39—40%
		<u>北冰洋</u>	32—33%
		<u>死海</u>	250%

海水中除鹽分而外，尚有碳及氧，碳由海棲動物呼吸而生，其一部為海面藻類所吸收。氧氣乃自空氣之成分中所溶解者。海水漸深，氧氣之量亦漸減，亦若空氣愈高，則愈稀薄之情形相同。

(3)海水之比重——海水溶解鹽分較多，故質量較淡水為重。通常海面之水一公升之重，約在 1024 公分至 1028 公分之間。蓋以蒸餾水為標準，以其比重為一，則海水之比重為 1.028。海水比重之變化，除因溫度之高低而有差異外，其中所含鹽分多寡，亦有關係。茲設含鹽分之量相同，則在不同之溫度時，其比重之變化如次：

水溫	比重	水溫	比重
9° c .....	1.027	19° c .....	1.025
14° c .....	1.026	22° c .....	1.024
25° c .....	1.023		

(4)海水之溫度——海水之溫度，大部乃得諸日熱，海洋表面之溫度，因緯度高低而有差異，在赤道約為 25°c，在兩極為零下 1°c 乃至 2°c，表面以下之海水，大部皆寒冷，約在 4°c 以至零下 2°c 之間，蓋溫度乃隨深度而低降。自表面以下愈深，溫度愈減，至四千公尺以下之深度，則溫度僅 1°c 以下而已。雖在赤道直下之處，海底之溫度，能超過於 0°c 者



極少，此乃因日光及熱，其影響所及，僅在 300 公尺以內，故深海皆為黑暗寒冷，幾無晝夜冬夏之區別。又如鹹水之冰點，約在零下  $2^{\circ}\text{C}$  餘，漸冷則密度漸增，而高緯度地方，表面之海水，次第沉於深處，成為寒流，徐徐由海底而移動於低緯度地方。至於赤道之暖流，則由海面流向兩極，無影響於海底，此亦深海寒冷之一原因也。

(5) 海底之地形——海底地形，亦與大陸相似，有起伏不平之狀，最低處距海面最深，而島嶼則為其最高者。若海底完全露出地面，則有三種地形：(1) 廣大區域之低地，即往昔之深海；(2) 較高之地，面積不甚廣闊，乃淺海之區；(3) 山嶺或山峯，即海中之島嶼。此種與陸地之平原、原高及山脈，實相符合，惟兩種地形差異之點，即陸地受風化侵蝕之剝削，山谷之界限顯明。而海底因為沉積之場所，雖受海流等之侵蝕，各部大致相若，是海底地形，較為平坦一致也。

(6) 海水生物之分佈——海水生物，對於地史甚為重要，因岩層時代之確定，多以古生物為根據也。其分佈之情形，常受各種要素之影響，其中主要者為溫度及水之深度。生存於海洋之溫暖部分者，每較寒冷部分為多。兩者之種類亦復不同，有者僅限於淺水中，有者浮泳其中，不顧水之深淺者。尚有特宜於深水者。有若干種類，則受下列諸項之影響：(1) 水之鹹度；(2) 海底沉積物之性質，有宜生於泥中，有宜生於砂粒中；(3) 水之運動，有喜靜水者，有喜動水者；(4) 食物之種類及其多寡；(5) 有無敵對之種類存在。

(7) 海水之運動——海水之運動，有下列數種：(1) 海水之正常流動，乃由 (a) 海水中密度之不同，(b) 水面之不同，及 (c) 大氣之運動而定。(2) 週期潮汐運動。及 (3) 由地震、

火山及山崩等而產生之忽然運動。惟海水之運動，歸納之可分二大類：(一)波浪及由其而生之底流與岸流；及(二)洋流。

### (一)波浪 (Waves)

一、波浪運動 (Wave Motion)——普通波浪多由風而生成，當波浪前進之際，每一水分子忽起忽伏，移前移後，在一縱面中成一定軌道。若前進之波浪較為平緩，其運動之軌道，乃為圓形或橢圓形。但風浪之運動軌道，非一密閉之圓形，因在此種波浪中，水係成波動式向前移動。在風波之波峯部分，每水分子係向前移動，而在波谷，則為急速向後退動。前進運動遠過於後退運動，故水可緩緩前進。由於前進之結果，水即向風吹之方向，與波前進。

波浪之最高點，前已言之，稱為波峯 (Crest)，最低點，稱為波谷 (Trough)。波之長，自波峯與波峯間，為水平之距離；波之高，自波峯與波谷間，為垂直之距離。一波峯起後，至以次波峯起於其處之時，稱為週期。最大波浪，波長可五百公尺，波高可十五公尺，週期十八秒。波浪前進之速度，尋常一小時可 20—27 浬 (1 浬 =  $3\frac{1}{3}$  哩)，若遇暴風，有至 60 浬者。故大波之起，必先有暴風，以為徵兆也。\*

波浪運動，與水深度之影響，雖無一定之界綫，但其運動之總量，往往不能達於較深之處，愈深其軌道愈行減小。普通在水面以下，一波長之水分子之運動軌道，其直徑僅有表面之五百三十四分之一，設一波浪 20 呎高，400 呎長，其軌道在

\* 波之高度 (呎) = 風之速度 (哩/時) ÷ 2.05; 波之速度 (呎/秒)  
 $= 2\frac{1}{4} \times \sqrt{\text{波之長度 (呎)}}$ 。

水面下 400 呎深度時，僅有  $\frac{4}{10}$  吋，例如波浪之在地中海者，運動之力，僅達深及 5 公尺，在大西洋可達 8 公尺。

當一波浪抵達海岸時，則改變常性，其波動速度消滅，而在波峯處，水之前進分子之速度則增加，波長減短，而波高則增加，波峯變為尖銳，前面較後面為陡。達最高點時，則波峯折斷，而碎為白波，稱為破浪 (Breakers)。一定高度破裂之波浪，必在同一水之深度，沿此線波浪即行破裂，此線即稱為破波線 (Line of Breakers)。若波浪甚為兇怒，則破波線乃發生於水之最深部，且距海岸甚遠。

波浪之波峯向前進時，沿海底則相伴而產生一回轉之流動，稱為底流 (Undertow)，此種如不受斜波浪之影響，則與海岸相垂直。

當波浪斜抵海岸，則產生一岸流 (Shore Current)，如圖 22，W 示進來波浪之方向，S 為岸流之方向，U 為底流之方向。當其打擊大陸邊緣時，風波即產生兩種運動，底流及岸流，故近岸時任何水分子，在同一運動時，常受此種運動之任何二種或三種之影響。由此數種運動之聯合，對於運輸碎屑物甚為重

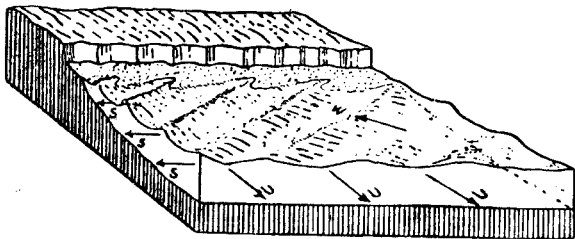


圖22 波浪擊海岸(W)時所產生之底流(U)及岸流(S)。其背面為波切海岸及海濱

要。波浪及其運動可以產生：(1)穿鑿海岸，(2)搬運穿鑿之產物，及(3)沉積搬運之物質。

二、侵蝕——波浪沖擊海岸時，其磨蝕主要係受水之壓力，及其所挾帶之碎屑物之影響。其相伴而生者，尚有其他次要之結果。如海岸為未固結物質或為稍經膠結之碎屑物質，水之猛擊足以破壞之，而使其崩解。若為軟硬相間之岩層，適在波浪侵犯之範圍，軟者被破壞之後，則硬者立即破壞而崩潰。岩石富有裂縫及節理者，則巨塊岩石，可沿節理或裂縫崩解。清水之波浪，雖其力甚大，然對於岩石之影響則甚微。

波浪沖擊之影響，乃以其所挾帶之碎屑物量而增加。波浪所能移動之砂粒、石礫及石塊等，係用之以作猛擊之武器。沖襲海岸及其他地方，如岩塊較大，則可由碎屑物穿鑿之，使其往返多次，迫其解為小塊，以便挾帶，而增強其沖擊之力。因此巨塊可穿鑿成巨礫，巨礫變成石礫，石礫變成砂粒，砂粒則變為淤泥，淤泥在震動之水中，係浮泳於水中，其產生係在破波之範圍以外，漸漸沉積於水之較深部分。

波浪之效果，乃以其強度，及其沖擊之集中力為根據。在英國之大西洋岸之波浪平均力，在夏季時為每平方呎 611 磅，而在冬季時為 2,086 磅。在暴風波浪時，有時移動 100 噸重之岩塊。波浪之直接影響，僅限制於狹長之帶，水平及直的兩方面皆如是。在波谷水平以下，則無破波之沖擊。波浪作用之上部影響之限制，則為波峯之平面。在洪潮及干潮時，水之升降，可使波浪之直的範圍增大。波浪之間接工作，則受海岸高度之限制，因挖掘帶係向大陸推進。在坡度高處之岩塊，因基址動搖而墜落，其墜落之岩塊，臨時可保護海岸，以抵抗波浪。但最後仍趨於破碎而崩潰。

波浪侵蝕海岸之結果，海洋擴大其面積於陸地，進浸之速度，當以組成海岸岩石之性質及構造，與波浪所具之能力為依歸。雖然在海洋堆進以前，海岸線後退之例甚多，但此種堆進，並非普遍。反而言之，陸地在若干地點，亦侵入於海中，故此兩者係相並而行。在美國 Long Branch, N. J. 海水堆進甚速，而在北方及南方，陸地由海濱漂積 (Shore drift) 之沉積，而向海洋堆進。又在英格蘭海岸，有若干村落因海洋堆進而消滅，但陸地向海堆進之情形，亦甚顯明。

三、由波浪侵蝕時發育之地形——海岸被波浪侵蝕後，常發育一陡峻之坡，此種陡坡懸崖，稱為海崖 (Sea Cliff) (圖 22)。懸崖之高度，乃以沿海岸大陸之高度而定，其坡度或陡或緩，凡急速之侵蝕及海岸為堅質岩石所組成者，甚易產生陡峻之懸崖。如係未固結之物質，經急速之侵蝕後，有時亦有產生陡峻懸崖之可能。懸崖岩石之結構，對於海崖之坡度及其形狀，亦有影響。波浪沿岩石之節理侵蝕，可將其加寬，以致岩石成煙囪狀。突出海面者，稱為煙囪岩 (Chimney-Rocks)。成方柱狀形如講壇者，稱為講壇岩 (Pulpit Rocks)。更有成小島 (Islets) 形，散佈海邊者。

波浪在懸崖之底部，可挖掘成洞穴。此種海濱洞穴 (Sea Caves) 之頂及底，多係向大陸傾斜。若懸崖甚低，洞穴可向陸地伸展，直至其頂貫穿為止。在海崖之底部，常有一沉沒之平台，其上覆以淺水。此種平台，係由波浪侵蝕之結果，稱為波切台地 (Wave cut Terrace)。波切台地由地盤上升，可露出海面而成海蝕台地 (Bench)，如 California 南部之海岸。若岩層直立，軟硬相間，結果造成鋸齒狀之海岸，軟者被蝕，硬者突出，因之而成海灣、半島及海峽等地形，凡此皆稱為不規則海

岸(Irregular coast)。

#### 四、波浪底流及岸流之沉積作用：——

1. 海濱 (Beach)——海濱漂積所佔有之地帶，稱爲海濱。其底邊近水，在暴風波浪破波線以外不遠，其上邊係在暴風波浪達到之水面，通常較靜水面高出數呎。帶至海濱之物質，乃由進來之波浪，自海中挾帶而來，再由底流自海濱將碎屑物挾運而去，故上部砂礫較粗，下部則較細也。其剖面如圖 23 上。海濱居於海陸之間，故通常以其爲水陸之分界線也。

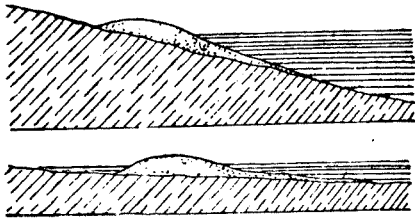


圖23 上：海濱之剖面

下：洲堤之剖面

2. 洲堤 (Barrier)——瀕陸海柵底部，若向海傾斜甚緩，由河流帶來之泥砂，或海浪侵蝕之岩屑，分佈於此。又經潮流或岸流在淺水中之搬移，集聚於距陸較遠之地帶。當波浪向陸進行時，勢甚兇猛，捲曳底部泥砂而來。向源侵蝕尤速，遂發生破波，因之而捲砂成堆。沿此破波線，即成堤形，隨之底流發生，自海岸處攜砂返流，遇阻於波浪所成之砂堆，遂行沉積。經此相對方向之集聚，狹長洲堤，即平行海岸成焉（圖 23 下）。介於大陸與洲堤間之低窪地帶，水深時

可超過 20, 呎, 常稱爲淺海或瀉湖 (Lagoon)。

3. 沙洲及沙角 (Bars and Spits) —— 沙洲及沙角與海濱及洲堤之不同點有二：前者係成於淺水處，而後者則在較深處。前者係由波浪造成，後者則由潮流及岸流等造成之。沙洲生於河之入海或湖處，潮流或岸流挾帶泥砂，至海灣處，水忽變深，流速驟減，遂行沉積，因之橫穿灣口，造成堤岸形沙洲。沙洲具有突出海中之尖端，稱爲沙角。若兩沙角相聯，成爲一體時，稱爲沙洲。沙洲與大陸間之低窪地，時有潮流侵入，造成入口。若沙洲內之水，一旦與海隔絕，則可成爲淺海或瀉湖，此在大西洋及太平洋沿岸，極爲常見。自陸地帶來之沉積物，及由潮流與波浪洗刷而來之物質，常可將沙洲或洲堤後之淺海充填之，使其變爲陸地。如在美國 New Jersey 海岸，即可有此現象。沙角之前端，若岸流或風向改變，均可使沙角轉灣。此種灣角之沙角，稱爲鉤形沙角 (Hooked Spit)。沙洲及沙角等與海崖及波切台地同，在海陸平面改變後，僅能保存於一時，若海岸上升，此種沉積，常爲變化之證明。

五、海岸沉積與海岸形狀 —— 海岸沉積能將海灣切去，及使海岸線變直之趨勢。因此沿美國大西洋之海灣海岸，此種情形極多。經沉積作用，海岸線雖可變直，但在初期時，反而極不規則。

## (二) 洋流 (Ocean Currents)

洋流係海水依一定方向終年不斷流動，亦由風吹動而成，雖爲侵蝕營力，但不甚重要。多數洋流不能深達底部，故不能侵蝕其底。當其流經狹而淺之孔道時，則有相當之磨擦作用。

洋流侵蝕力之例甚多，如在 Gibraltar 附近，侵蝕力可達 500 海尺稱度，而在 Canary Islands 之間，可達 1000 海尺。雖然如此，若就全海洋而論，其侵蝕力則渺乎其微。洋流對於搬運方面，亦不重要，因其所挾帶泥砂甚少。洋流不能到達底部，故不能接近海底，以搬動沉積物。其所挾帶者僅為混雜於水中者。在河流中，若有一泥土分子，混雜於河中，其後墜於河底，河水仍可將其摘起，挾帶前進。若一分子混雜於洋流中墜於湖底，則被摘起之機會極少。洋流所挾帶之物質，可運至極遠，但皆為細粒者。洋流有暖流及寒流之分，前者生於赤道附近，後者生於高緯度地帶。

(8) 海洋沉積 (The deposits of the Ocean bed) ——

海洋因面積甚廣，雖有巨量沉積，亦不能填之使平，據人計算，倘將陸地夷為平地，與海平面相等，而移其質於海中，則海之深，不過減少七百呎耳。然大陸之泥沙，運至海中，大部皆沉積於淺水之部，其能達海底者，蓋無幾也。海洋沉積可分為兩大類，即淺水沉積，在水深 100 海尺以內者；及深海沉積，沉積於較深部分，是也。選擇 100 海尺為分界者，乃因在此種深度之底部，為波浪及洋流動作之普通攪動停止地帶，日光及植物生命在底部停止，同時 100 海尺線在地形上，亦甚重要，因此為大陸平台與海洋盆地之接合部分也。後者每稍溢出，水常溢出其邊緣，淹蓋大陸邊部約有 10,000,000 平方哩。

淺水沉積又分為兩類：(1) 海岸沉積，及(2) 淺海沉積。深海沉積分為(1) 近海沉積，及(2) 深水沉積或遠洋層。茲列表如下：



種類	沉積
海岸沉積……砂礫最多，稍有泥質	} 自大陸上剝蝕遷流而來
淺海沉積……砂礫及泥質俱有，且有石灰質	
近海沉積……有機物及火山噴發之泥質，呈紅藍綠等色	
深水沉積……各種海生動物所成之軟泥紅土——在深海中沉澱堆積而成。	

### 淺水沉積

1. 海岸沉積 (Littoral Deposits) —— 潮汐最高與最低之間，稱為海岸帶 (Littoral Zone)。就通常而言，距海岸線稍遠之極淺水地帶，皆包括之。其所沉積，則稱海岸沉積，其物質多為砂粒及較粗物質，泥土甚少。近岸者最粗，稍遠者較細。因波浪影響，甚為顯著，故沉積物面上，常成波浪痕跡。又因界於海陸之間，潮至為海，潮退為陸，於二十四小時內，凡變兩次。於是日光之熱力，與溫度之變遷，影響甚大，故乾裂等現象，頗為顯著。此外如雨痕及走獸之足跡等，亦往往見之。在此帶中，海相及陸相生物，皆可存在。全世界之海岸線長度，約為 200,000 公里，因此海岸沉積帶，雖較狹長，然淹蓋之區域，亦有相當廣大。

2. 淺水沉積 (Shallow Sea deposits or Extra littoral deposits) —— 自潮汐最低處，至深約百海尺之間，謂之淺海地帶。所佔面積，約有 10,000,000 方哩。此種沉積，與海岸沉積，甚為相似，惟顆粒較細耳。在其最下部，物質更細，漸帶深海沉積之色彩。有若干沉積，幾全為無機碎屑所組成，但時可混有生物之遺骸。潮流、洋流及波浪之機械作用，

皆可影響於此類沉積，惟愈近百海尺處，則效力愈微。植物與動物甚為繁殖，惟前者愈深愈少，因獲日光較少之故也。此類沉積與深海沉積之分界，有時不盡以百海尺之深度為限，蓋如遇巨浪怒潮，雖極粗之砂礫，亦能播遷極遠，而入深海，惟大致百海尺以下，多屬泥土，故遂以此為界線耳。

淺海中機械之沉積——物質沉積粗細之界限，殊難作絕對之劃分，時而怒潮高漲，或底流甚為強烈，致將較粗物質帶入泥質沉積之範圍。以沉積之程序而言，由淺而深，當由砂礫、砂粒以至細泥，但因上述之影響，粗細間常有超覆之現象。沉積物質粗細之變更，除波浪等作用外，尤須注重地盤之升降，故大陸上升，或海洋下降，較粗物質往往覆蓋於細者之上。反之若大陸下降，則粗者位於細者之下。前者常可集成極厚之沉積物，且全部係沉積於淺水中，故千百公尺厚之礫岩層之生成，是必有賴於地盤升降之關係也。

淺海沉積尚有數種特點，即層面上每有波痕及流痕(Rill-marks)，而交錯層尤為常見，其中可含有生於淺水之生物化石，此種與成於深海者不同。雖淺海沉積，以後變為固結岩石，或升出海面，但此種特點，仍可識別。

淺海中化學及生物之沉積——化學與生物之沉積，其間不易規定確切之界線，就廣義而言，生物仍為化學之變化，惟具有生命之過程耳。在淺海中生成化學之沉積，乃由於(1)蒸發作用，及(2)水中所含成分互起化學反應，所生成之不溶解化合物，遂而沉澱。其主要沉積物，乃為石灰岩( $\text{CaCO}_3$ )，石膏( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ )，食鹽( $\text{NaCl}$ )及鎂鹽(以氯化物及硫酸鹽類為多)等。

### 深海沉積

1. 近海沉積 (Intermediate Slope Deposits) ——自深百海尺處以下至約千海尺之間，坡面傾斜甚急，是為近海部。其與深海之分界，不易劃定，千海尺之數，不過為一假定之數耳。此部所佔之面積，約為 18,000,000 方哩。沉積物多為極細之泥土，自大陸上遷流而來。有藍泥及綠泥 (Blue mud, Green mud)。亦有紅泥 (Red mud)，雜夾火山泥及珊瑚泥相伴生。此種沉積，因距海面甚遠，故波浪之影響甚微。水中溫度持恆，不受四季變遷之影響，日光不易透入，故植物頗難滋長。

2. 深水沉積 (Deep water Deposits) ——凡在千海尺以下者，概稱為深海部。最深之處，達 30,000 呎，此中既無日光，亦無波浪，除赤道與兩極間，因溫度不同，而有極緩之洋流外，水無移動之現象。水中溫度，約在華氏 34 至 35 度，與冰點相近，而密度甚大，據測量之所得，覆被於底者，為一種細弱之泥質，稱為軟泥 (Ooze)，其性質乃因區域而異。考其成因，可分為三類：(1) 火山噴出之灰塵，由風力挾至海中，沉積而成。(2) 天空之隕石灰，墜落於海底中者\*及(3) 海中動物之遺骸。至於由大陸上遷流而來之泥砂，則絕無僅有。軟泥之最普通者，稱為紅黏土 (Red Clay)，其所佔面積，約有 50,000,000 方哩，太平洋中最多。其次為灰質軟泥 (Calcareous Ooze)，由微小生物組成之，大西洋中最多，例如抱球蟲軟泥 (Globerina Ooze) 等是也。南北冰洋

\* 據估計，每日進入大氣之隕石數目約有 15,000,000 至 20,000,000。是以每年總量約有 5,000 至 7,000 噸。其中墜於海底者約  $\frac{3}{4}$ ，照此推算，至五千萬萬年，僅能將海底，加厚一呎。

中，則以一種矽質軟泥爲多，如矽藻軟泥 (Diatom Ooze)，及放射蟲軟泥 (Radiolaria Ooze) 等是也。

就事實而言，深度愈加，軟泥中之碳酸鈣成分愈少，其不足 600 海尺者，沉積物中之生物，石灰質介殼約佔 80%—90%。至 2,000 海尺深，不足 60% 至 2,400 海尺爲 30%，在 2,600 海尺爲 10%，至 2,600 海尺以上之深度，則無碳酸鈣之存在矣。因此在 2,400—2,600 海尺以上之海底，石灰質軟泥多遞變成紅黏土。

上述之深海沉積，在大陸上之岩層，尙無與之可比擬者，而吾人所習見者，大都爲頁岩、砂岩、石灰岩等，皆爲淺海或近海沉積，由此可知滄海桑田，乃指大陸沿海之一部，時有升降，至深海終爲深海，並無所謂變遷也。

(9) 海岸線之發展 (Evolution of the Shore line)——各大洲之海岸，就通常而言，約有兩種現象：一種如新英格蘭及歐洲西部，極不規則，海灣與岬間雜有之。另一種如美國及墨西哥之沿大西洋海岸，往往有一長而低緩之砂質島嶼環繞海岸，其間有淺海或湖。以上兩種海岸，均可表示其過去生成之歷史。其不規則者，乃地殼向下撓屈或海水面上升，致河谷之出口淹沒，成爲三稜江 (Estuary)，而谷與谷間之地區，即在水面以上成爲長岬。反之，如地殼向上撓屈或海水面下降，則先前之瀕海地帶，現已變成海岸。凡海岸線下降者，稱爲沉沒海岸線，而上升者稱爲上升海岸線。茲分述如下：

1. 沉沒海岸線 (Shore line of Submergence) —— 初沉沒之海岸，多不規則，成爲海灣及岬，其發展程序如下：

(a) 幼年期——波浪集中力量衝擊岬及島嶼，然對

於海灣影響甚微。以後岬漸被蝕去，岩屑堆成海濱沙角及沙洲等。而在海灣中，因河流生長三角洲之故，漸將沙洲充填，俟島嶼蝕去，岬被切割，海灣縮短，此時海岸線即漸趨簡單。此種使海岸線簡單化之工作，即代表幼年期。

(b) 成年期——當岬全被切去及灣源充填物質移走後，海岸線即轉入成年期，此時波浪可以衝擊海岸全部，使其成爲海崖。其高度相當於陸地高出海平面之高度。沉沒之海蝕台地之寬度，與原來岬之長度相若，而海成台地則在其外向海伸展。以後由海崖破碎下之物質，逐漸加增海成台地，及將淹沒溝谷完全填滿，經長久時間後，海崖即向陸地後退，而海蝕及海成台地則逐漸加寬。因此波浪衝擊海岸之力亦逐漸變弱。

(c) 老年期——當老年期時，海水侵蝕已遠達陸地內部，是以波浪大部分衝擊力，因滾動於淺灘上，經阻力而耗失，故進擊海岸之力甚弱。在老年期到達時，海崖後退亦緩，惟波切台地則逐漸加寬。

2. 上升海岸線 (Shore line of Emergence)——上升海岸線初起時，情形頗不一致，當海底逐漸升起變爲陸地時，常成一寬平之海岸平原，全部爲海底沉積物所組成。其發展程序如下：——

(a) 幼年期——在海岸處，因水甚淺，故波浪僅能將底部之散砂及礫帶至破波線處，重復遺下，堆成一狹長之沉沒脊，與海岸線相平行。如係暴風浪，可能堆至海平面以上，而成一長形之砂質海成島嶼，稱爲離岸沙洲 (Off-shore bar)。在海岸線與離岸沙洲之間爲一淺海或瀉湖。由於海潮漲落之關係，常將離岸沙洲切穿成口，使淺海與

海洋相通。如美國之南大西洋海岸，即爲最近上升之海岸線，具有一連續之海岸平原，及近於連接之離岸沙洲與淺海，範圍甚廣。至於淺海之寬度，乃以海岸之向海坡度及暴風浪之大小而定，有時可達數哩。在沙洲以外之海底，因受波浪之侵蝕，蝕下之物質，即堆於沙洲之上。至海岸（沙洲以外）達相當深度時，波浪因阻礙減小，遂直接侵蝕沙洲之向海一面。所蝕之物質，一部帶至海中，一部由暴風浪越過沙洲，帶至淺海中。由於此種侵蝕之結果，沙洲向海面被蝕，而在向淺海部分沉積。故沙洲逐漸向岸堆移，而淺海經沉積物及植物充填後，即變成潮濕地（Tide-marshes）。以後已充填之沙洲及淺海，由於波浪之作用，又可將其全部蝕去，而直接衝擊陸地。離岸沙洲之蝕去，即示幼年期之終了。

（b）成年期及老年期——離岸沙洲蝕去後，海岸缺乏保護，因此受波浪衝擊後，不久即生成海崖。由於岩石硬軟不同之關係，常成稍不規則之海岸線，此與沉沒海岸線之成年期及老年期之情形相似。

總之，現在之海岸線，吾人可見者僅爲幼年期（如新英格蘭）及成年期（如英國海峽之一部）。至於老年期之海岸線，則目前尙未見到，此乃因廣大之地殼運動及海水面之改變，爲時甚近，尙不能超過成年期以上。同時地殼升降不定，故海岸線之侵蝕循環，更不易完全。

## 第十章 冰雪及其作用

(The Work of Snow and Ice)

(1) 近地面之冰——在岩石罅隙中，水結冰後。因體積漲大，其侵蝕效力，如楔之入木，前已言之。若一廣大區域，每年僅一部分時期結冰，在岩石孔隙中之冰結集效果，較之長期不解凍者，侵蝕強大。地面下結冰，可以影響及地表，例如冬季建屋於結冰之土壤上，暫時似甚堅固，迨凍解時，土壤向下壓，全屋難免傾圮。但地下結冰，土壤凝集堅實，暫時可以防止地表之侵蝕。

(2) 湖河及海面之冰——淡水湖湖面在  $39^{\circ}$  F 時，密度最大。湖面不能結冰，直至湖自湖面至底之溫度，皆達於此點時，始能結冰。在  $39^{\circ}$  以下時，表面水起沉降運動，至冷至  $32^{\circ}$  F 時，即行結冰。若湖小水淺，則完全成冰。而湖水經一凍一消之過程，侵蝕作用，亦隨之增加。河流在寒冷氣候地帶，亦可結冰，厚者可達數尺，到處成爲津梁，俗稱河封，我國之黃河，即爲適例。當冰解之際，大塊冰體，隨流漂蕩，稱爲浮冰 (Flow-Ice)。所具之侵蝕力，尤爲兇猛。若浮冰團聚一處，成較大之體塊，稱爲冰團 (Ice pachs)。在高緯度地帶，沿海岸可以結冰，但因水中含有鹽質之關係，其冰點約在  $26^{\circ}$  至  $28^{\circ}$  F. 之間，在兩極區域，海中之冰，至少可達 8—10 呎之深度。較厚之浮冰，亦有時可見。

(3) 雪原 (Snow Field)——大陸上多數區域，冬季之雪，至夏季時即不復存在。當融化後，其水與來自雨水相同，然在

寒冷地帶，降雪既多，融消甚微，逐年積聚而成厚層，稱為雪原。其分佈多屬高山及高緯度之大陸。在北美之西部山嶺中，自墨西哥以至 Alaska，小雪原極多，數目與大小，愈往北愈增加。亞洲、歐洲及非洲之較高山嶺，亦多見之。除高山地帶外，在兩極區域，雪原亦展佈甚廣，例如格林蘭，大部為冰雪所掩蓋，其面積據估計，約有 300,000 至 400,000 方哩。在南極之雪原，乃地球上最大者，其確實面積尚不可知，然至少大於格林蘭 6 倍或 8 倍。

雪原生成之原因，為降雪之量，遠過於消融之量。雪原之較下邊緣，稱為雪線 (Snow Line)，乃以溫度及降雪量為轉移。雪線距夏季  $32^{\circ}\text{F}$ . 之同溫線，並不甚遠，若降雪較少，則可向上移動，因此雪線非僅為溫度之函數也。例如南美洲之 Andes，為熱帶之一部。雪線在山之東面，高約 16,000 呎，因降雪量較大，而在西面，因降雪較小，雪線上升至 18,500 呎。同理在喜馬拉雅山之雪線，山南較山北為低，雖然溫度與降雪量，為支配雪線位置之主要因素，然濕度及空氣之流動，亦有密切之關係，因兩者皆可影響雪及冰蒸發之速率也。

(4) 雪變為冰——雪落地面後，不久即生變化，輕鬆之薄片，漸變成粒。成為粒狀，稱為冰雪 (Névé)。雪厚之區，因壓力之關係，其下乃為密緻之冰雪，漸下即成多孔狀之冰。在若干雪原地帶，距地面稍深，即可見冰，常成層形，與水成岩層理，甚為相似，可稱之為剝理 (Foliation)，以資區分。倘此項冰塊，依重力之關係，而生緩慢之移動，即成冰川 (Glacier)。及至低地，氣候漸暖，冰川隨流隨化，至化盡之處，則成河流。

(5) 冰川之種類——冰川因形狀不同，而有不同之名稱，若表面盡為冰層所覆，成一平面，冰可在任何方向向外移動。



冰自一中心向各方展佈，稱爲冰台 (Ice cap)，格林蘭之大部分爲冰川所覆蓋，卽爲適例。若冰台覆蓋大陸之大部分，則稱爲大陸冰川 (Continental Glaciers)。地質史中，似此者甚多，惟在今日，祇格林蘭及南極得見之。若冰台位高原之上，四邊爲山谷所切割，冰舌自冰台沿山谷順流而下，此卽山谷冰川 (Valley Glaciers) 之一種。尙有一種山谷冰川，係在山地之山谷中，而爲山地雪原之產出物。前一類多在高緯度地帶，故稱爲極冰川或高緯度冰川 (Polar or Highlatitude Glacier)。後者則稱爲阿爾卑斯式冰川 (Alpino Glaciers)。因以歐洲之阿爾卑斯山爲最著，共有冰川二千餘處。最長者達十哩。我國西康之大雪山 (又名米耶公干爾山)，海拔 7600 公尺，位於瀘定南百餘里，挾有五大冰川，最大者爲海螺溝冰川，長達十六公里。據 A. Heim 氏之推測，現代西康雪線，約在海拔三千三百至三千五百公尺之間。然冰川遠達於雪線二千公尺之下，蓋因上部推下冰川之總量，足供尾部之融化，否則冰川必行後退矣。

當一谷冰川流出谷口抵達平坦地區，尾部卽展開，佔領較大之面積。移動甚慢，稱爲山麓冰川 (Piedmont Glacier)。如以谷冰川譬諸河流，而山麓冰川，則類似於湖泊也。此種冰川不多見，僅限之於高緯度地帶，最負盛名者，則爲 Alaska 之 Malaspina Glaciers。仰給於 Seward Glacier 及其他谷冰川，佔面積約 1500 方哩，層厚 1000 至 1500 呎。

(6) 冰川之移動——冰川移動之速率，較諸河流，緩慢多矣。在瑞士，其流動速率，每日約自一吋或二吋至四呎，其他地方有若干較大冰川，流動較速，然大冰川之流速，並不一定均較小者爲速。在 Alaska 之 Muir Glacier，每日約流七呎。惟

格林蘭冰川，在夏季時，每日可達 50—60 呎。最高紀錄可達每日百呎。而在四月中，每日約 34 呎。但在格林蘭內地冰之邊緣，其平均流動較慢，每星期不足一呎。冰川移動之遲速，乃視冰層厚薄，移動面坡度之緩急，冰之上層面之坡度，冰之溫度，及其含水之量等而異。如厚度大，坡度陡，層面平滑，溫度高。及含水多，則移動速，反之則緩。因溫度與含水量，隨季節而異，故一年中，冰川之移動率，亦有差異也。冰川之移動非全體同進，各部亦各不同，中部較快於兩側，頂部較快於底部，經流之道，復多彎曲，一如河流之曲折。冰川移動之速度，即各部有緩速之分，故可稱為異速流動 (Differential Motion)。冰川移動之主因，乃為一部分之冰，處於高壓之下，尙能抵抗而維持其原形。而另一部則被壓力所征服，發生形態之變化，稱為加壓降低融化點作用 (Regelation)。冰受巨壓，則堆積成小塊集團，壓力繼續加大。小塊冰體間，發生移動，每小塊冰成各種形狀，因加壓而冰之融化點減低，原來冰塊，遂成冰水混合體。若壓力減低，冰內之水，立刻恢復其原態，聯結小冰塊，而成大塊。由此可解釋冰川之移動及其可塑性也。

(7) 冰川之地形——冰川表面，常崎嶇不平，旅行其上，甚為困難。冰之本體，除受不均等融化，造成忽起忽伏外，尙有寬而深之裂隙，稱為冰隙 (Crevasses) 及亂石累積之岡丘，稱為冰堆石 (Moraines)。茲分述於下：

1. 冰隙——冰隙在多數冰川中，含之極多。其寬度不定，有時可達六七公尺，有時或過之。深度約三四十公尺左右。其最常者為橫冰隙 (Transverse Crevasses)，裂隙乃與冰川流動之方向相垂直，乃冰川由緩平流入陡峻處。斜度驟變，發生拉力，遂成上寬下窄之楔狀冰隙。此項冰隙，亦能被

後來冰塊充填而消滅。若坡度過陡，冰川直堆而下，破裂更多，稱為冰川瀑布 (Glacier Fall)。而崩雪 (Avalanche) 之現象，即常見於此。至斜冰隙 (Oblique Crevasses)，在近兩旁之表面上可見之，乃由流動較速之中心與較緩之邊緣間之拉力而成。同理由流動較速之上部，與較緩之下部間所生之張力，亦可自底部生成斜冰隙。尚有一種縱冰隙 (Longitudinal Crevasses)，乃與冰川方向相平行，常見於冰川之終點，此乃由在冰之本身以內，由流動而生拉力之結果。

2. 冰堆石——冰川常挾石塊砂粒，與之同流，及達溫和之處，冰塊消融，石礫遺留，遂成冰堆石。然因其地位不同，可分為四大類：(1) 側冰堆石 (Lateral Moraine)，碎屑集聚於冰川之兩旁者。(2) 中冰堆石 (Medial Moraine)，冰川合流後，兩側冰堆石合而為一，約位於冰川之中部者。上述二種，均屬於冰川上部。至位於其下者，稱為底冰堆石 (Ground Moraine)，底部受冰川之壓榨與磨擦，較軟岩石，多變為碎塊

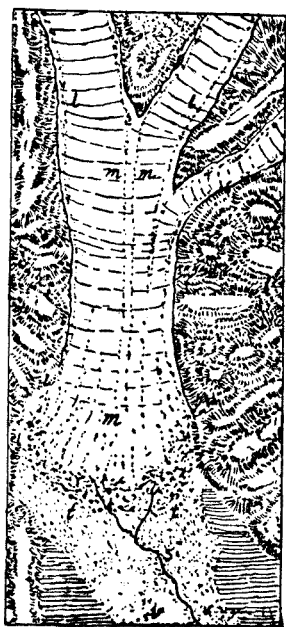


圖24 冰堆石之位置

- |        |             |
|--------|-------------|
| l: 側堆石 | m: 中堆石      |
| t: 尾堆石 | ■: 冰川與河流交界處 |
| v: 河流  |             |

或細土，岩石之稜角，稍稍磨去。各種冰堆石會合於冰川尾部，或在與河流接觸處者，稱為尾冰堆石 (Terminal Moraine) (圖 24)。

在冰上之碎屑物常與其地形有關，因在其下部及附近，對於冰之融化，甚有影響。岩石碎屑，吸收熱力較冰為易，薄片石塊位於冰上，經日光可變溫暖，在其下之冰即行融化。但岩石為不良導熱體，故一厚塊岩石之下部，仍不易溫暖，而在其下之冰，融化必較其四圍為慢，結果漂積物即立於突起之冰上，而成冰檯 (Ice table)。其檯面時向南作緩緩之傾斜，此係一種臨時現象，因冰漸漸融化後，漂積物即行墜落矣。

(8) 冰川之變遷——據地史研究，地面溫度，昔時屢有變遷，因之冰川亦時有盛衰。在第四紀中，北美及歐洲北部，氣候酷寒，地面多為冰川所覆，成為大陸冰川，類似於今日之格林蘭。崇山峻嶺之內，冰川尤厚，及氣候轉溫，冰川漸消，時至今日，祇於高山尚得見之，而大陸冰川，已趨滅跡，

我國第四紀冰川現象，據李四光氏之研究，首見於江西之廬山及安徽之黃山。其後據其觀察，謂第四紀冰流泛濫之範圍，至為廣大，最南且及於廣西北部。當其盛行也，則一片瓊瑤，浩浩蕩蕩，佈滿山谷原野，除崇山峻嶺中，奇峯怒轟處，皆為冰流所掩覆，鄂西山陵區，貴州高原之大部，乃至南嶺西段，恐皆埋沒於此冰海之中，惟時至今日，僅餘殘跡，供人推求耳。至震旦紀之冰川，在我國湖北、四川及雲南諸省，亦發現遺跡甚多，並有冰礫岩之存在，因其在川鄂間之南沱附近發育最好，厚約三四十公尺，故又稱為南沱冰礫岩 (Nautou Tillite)。

(9) 冰川之地質作用——冰川之地質作用，可分為侵蝕及沉積二種。茲分述之：

1. 冰川侵蝕——冰川流動時，其侵蝕方法，唯一即使岩石分裂，此乃因岩石基磐，受日夜溫度之變遷，及冰川重壓之結果，遂漸漸分裂，化爲小塊，混雜於冰川中。終則被挾以去，如是進行，其基面遂成深窪之盆形，狀如劇場。前面開擴，後及左右三面，均爲削壁，稱爲冰圍地 (Cirque)，及冰川既退，此特殊之地形，即足以考證。冰圍地多見於山谷之向源部。

冰川之下流，因行動較速，侵蝕方法，以磨擦爲主。在冰川底部，石塊與冰塊相膠結，流動之時，遂與石基互相磨擦，致石塊面上傷痕累累，成平行或斜交之深溝淺劃，此種即稱爲擦痕 (Striae)。擦痕方向，即冰川進退之方向也。冰川侵蝕所成之山谷，常成U字形，與河谷之成V字形者不同也，此乃因冰川向兩旁侵蝕之力，與向下侵蝕相仿之故。山谷經冰川侵蝕而加深，常與其支谷之地形不相銜接，因此若一主谷，經冰川侵蝕減低 100 呎，而其支谷尙未加深，當冰消解後，後者之尾端，必比前者高出 100 呎。此種山谷，則稱爲懸谷 (Hanging valley)，此在吾國西康山嶺甚爲普通，乃由近代冰川作用而成。凡冰川經過之山谷中，兩旁山坡，常成絕壁，壁之剖面，常呈倒寫V字形，此皆爲冰川侵蝕之特徵，而實地調查時，必須注意者也。

2. 冰川沉積——冰川沉積稱爲冰堆石，前已述之，其性質與普通水成岩異。冰川中所含石塊大小混雜，絕不如水中沉積，有自然挑選之趨勢。至冰化石留，即成大小混雜，種類各異，且不具層理之冰堆石，其中漂礫，多具擦痕，及磨光等現象。冰川中之石塊，多自遠道遷流而來，與所在處地層之石質，往往不同。及冰消融後，此種石塊，散見各處，大者

可重數百噸，是以絕非河流之力，所能勝任，而附近又無相類似者，必冰川作用無疑矣。

(10) 冰川河流之作用——地勢漸低，溫度漸高，故冰川下流，終必變成河流。此種河流運載自冰脫化之砂礫砂粒及淤泥甚多。若泥土為淺色者，則河流常成為牛乳狀，其所挾帶之物質甚多，大部分距冰不遠，即行墜落。最粗者則最先墜落。就通常而言，冰川河流乃為沉積河流，因此發育而成之沖積平原，每稱為谷拖曳物 (Valley trains)，或成狹長形者進入湖中、海灣中或其他河流中而成三角洲，此種沉積，常成層狀。谷拖曳物中之淤泥、砂粒、及砂礫與非冰川作用而成之山谷沉積之相異者，乃其大部分皆為未腐壞之岩石物質。又多數河流自冰層流出，將其碎屑佈於尾冰堆石之前，而成一寬大之砂礫及砂粒層，此則稱為水蝕平原 (Outwash Plain)，此與谷拖曳物相異者，為較短而稍寬，且不限制於山谷中。

較大之河流在冰之下成為隧道，此隧道可為水蝕碎屑所填充。當冰消融後，此沉積河床即露成砂礫及砂粒之脊，稱為冰礫堤 (Eskers)。此種乃表示沉積係生成於表面冰川河床中，惟普通甚為少見。因多數表面河流坡度較高，水流較急，河底較平，故冰礫堤堆積不易也。在冰河床之口部及冰河之邊緣之凹角處，砂粒及砂礫常堆起甚多，而成岡丘，此種稱為丘崖 (Kames)。凡冰川河流沉積，皆具層理，丘崖及冰礫堤，與冰直接伴生而成，故常受其流動之影響，因此層理不及谷拖曳物及水蝕平原之完全而有規則。

(11) 冰山 (Ice bergs)——當冰川遷流至海中，其尾端即裂成巨塊，隨波飄流，稱為冰山。南北冰洋及大西洋北部可見之。冰山之大者，高出海面約百公尺，其沉沒於海中之部尤大，

常達八九百公尺。普通冰山在水下者，常為在水面上者之九倍，此種每為航海之障礙（圖 25）。寒帶海水，亦能結成薄冰，

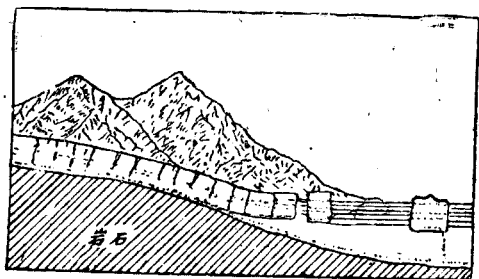


圖25 冰山之生成

飄流一如冰山，惟厚僅數公尺，稱為浮冰。冰山與浮冰，皆能乘潮浪而反擊海岸，故其侵蝕海岸，亦甚劇烈。

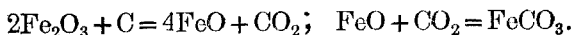
## 第十一章 生物之地質作用

(Geological Work of the Organism)

地球之上，生物繁盛，其營養死亡，莫不與地殼變遷，有間接或直接之關係。生物之地質作用，可分為破壞與建設兩種，茲分述之：——

### 1. 生物之破壞作用 (Destructive Work of Organism)

(甲)植物——植物最重要之地質作用，為分解大氣中之二氧化碳氣體，取其碳而還其氧，及其死亡後，植物根莖中之碳，大部或全體再氧化而成二氧化碳。由下降之地面水溶解之，而成碳酸，此乃一岩石物質之溶劑也。同時植物腐壞後之碳質殘留物，存在於土壤中，而使其成暗色或黑色者，稱為腐植質。此種物質，皆能助長其侵蝕岩石之力，例如三氧化二鐵 ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ )，本不易溶解，與黏土混合後，多呈紅黃色。植物腐壞後，乃經氧化作用，大部氧氣係得自空氣。若植物與三氧化二鐵相接觸，則所需氧氣，即取之於三氧化二鐵之中，遂使其還原而成氧化第二鐵 ( $\text{FeO}$ )，復與同時產生之二氧化碳相化合，而成碳酸第二鐵 ( $\text{FeCO}_3$ )，能溶於水，致土壤之色，遂自紅黃色而變為灰黑色。設以碳質代表植物，則其變化可以下列化學反應式表之：



植物除化學作用外，亦能純由機械作用，破壞岩石，例如植物之根枝，每能穿入石縫中生長，及其長大，必將石縫漲大，

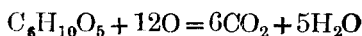


使其裂開，終則碎成小塊。此種現象，在野外甚為常見。

(乙)動物——動物之破壞作用，不如植物之顯著，主要乃由生活及運動於泥土中之生物，如蚯蚓、螞蟻及鼠類等是也。營掘穴洞，並翻轉土壤，而使其新鮮面暴露，遭受風化及侵蝕，或使其移動，致風化主力可深達內部。據 Darwin 氏謂，英格蘭之蚯蚓，每年由地內遷至地面之泥粒，每畝約有十噸。而 Branner 氏則謂，在多數區域，螞蟻翻轉土壤之效果甚大，若以破壞能力而論，當推人類為最。例如田畝之耕耘，森林之斬伐，礦井之鑽鑿，河流之改濬，道路之修築，石料之開採等，皆與地面侵蝕，有連帶之關係，換言之，即人類之地質作用，實較重要也。至於動物作用屬於化學方面者，則大多數皆在海底。海生動物腐解時，分解而出之物質，能使硫酸鹽，還原為硫化物，而  $H_2S$  能使硫化物沉澱，或氧化而變成硫酸，硫酸再與  $CaCO_3$  起化學作用，而成石膏等是也。

## 2. 生物之建設作用 (Constructive Work of Organisms)

(甲)植物——植物之建設作用，於泥炭之生成，及其湖變成沼澤等，極易見之。泥炭之生成，為植物之枝葉，藉太陽之力吸收大氣中之二氧化碳，而分解之。留其碳而棄其氧，又能吸收水分，分泌全體，而為本體之營養料。至於土中之鉀鈉鈣等質，亦被植物吸收，然為量極少，因此構成植物纖維素之主要原素為碳、氫及氧，尚有少量之礦物質及氮。若植物在空氣中腐爛，因得到充分之氧氣，則纖維素分解而成  $CO_2$  及水分，還之於大氣，其化學變化列式如下：



若植物燃燒，而與空氣隔絕，或不與以充分空氣，如在閉

爐中燃製木炭然，其氧化作用，必不完全，其中一部分之碳及氫氧等，揮發而去，大部碳質殘留而成木炭，而在自然界中之產物，則稱為泥炭，故泥炭者，乃植物在水中，逐漸腐爛而成褐色至黑色之碳質物質也。

雖然泥炭在溫暖及熱帶區域亦可見之，惟以在溫帶及寒冷潮濕區域為最多。產生之地，多為湖沼，由水中水屬植物，如水百合、水蓮及苔蘚等，腐壞後，其根莖葉在底部，即成含泥炭之黑泥。而此類植物，俱浮生水面，下層腐壞淤積，而上層猶蔓延繁殖，以致沿岸，皆為泥炭及植物所掩蓋，日漸向湖推廣。淺水之部，復有半水屬植物，蔓延生長，他日亦能化為泥炭。沉積日久，當泥炭層達於頂部，或近於頂部，湖盆地全部為泥炭生成之末期之軟質黑泥所充塞，此時湖即消滅，而成沼地矣（圖 26 上）。

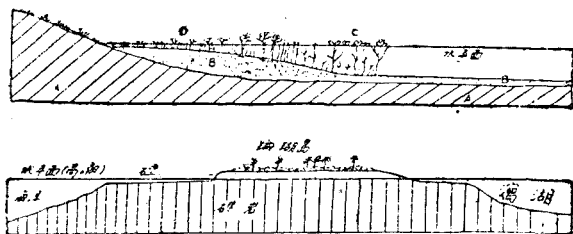


圖 26 上：A 湖盆地之基岩 B 泥炭之集聚層 C 水屬植物  
下：珊瑚礁及其上之珊瑚湖

在溫帶及熱帶區域，湖沼則為樹木，如灌木、竹、籐等所充塞，而非如在北部之苔蘚類矣。此類高等植物，腐壞之後亦能成泥炭，在美國 Virginia 及 North Carolina 之 Great Dismal Swamp 最為著名，長約 30 里，寬約十里，其中多巨大

之松柏樹。在此濕地中爲 Drummond 湖，直徑約六里，但極淺。其岸及底部，皆爲純泥炭所掩矣。

在沿海岸之海灣或大河之三角洲處，亦常有植物沉積，終則將淺水區域，變爲海成濕地 (Marine Marshes)，當水之深度變小，或經沉積物之沉積作用，海生植物如海藻及海草等類，叢生其中，高潮時爲水淹沒，低潮時露出，腐爛後亦可成泥炭質物質，逐漸可將海灣淤塞，而成濕地。

泥炭乃爲一褐色、多孔及纖維狀物質，如未經換質，形似煙草；如換質甚深，則成一細及黑色粒狀之泥土。後者乾而壓緊後，與褐炭甚相似，歐洲北部，多利用之爲燃料，美國因木柴及煤產甚富，尙未採用，我國亦少利用。河北三河薊縣平谷等縣軟土之間多產之，土人用作燃料。泥炭爲植物礦化之初步，因時期短促，且埋藏不深，故其中揮發物，保存甚多。若深埋於岩石之內，歷時較久，變化亦深，揮發物少，則成密緻而黝黑之煤塊矣。煤因質之不同，而有褐炭、烟煤及無烟煤等之分，亦於水成岩章中述之，茲不贅。

(乙)動物——河海之中，水族殷繁，死後骨骸堆積，雜以泥砂，日久月累，即可堆成厚層沉積，現在海洋中，其例甚多。以質地而言，以碳酸鈣爲最多，磷灰質及矽質等次之，此乃因水中含  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  甚多，動物吸之，即變成  $\text{CaCO}_3$ ，不溶於水，以製其介殼。此類動物，以珊瑚蟲及各種介類爲多，其形體雖小，而積少成多，常能成厚層之石灰岩、白堊及矽質岩等。現代深海之紅土沉積，即有孔蟲、放射蟲、及抱球蟲等所成者也。

### 3. 珊瑚礁及島 (Coral Reefs and Islands)

珊瑚體小而軟，具胃口及觸手，以捕取食物。固定於海底之土石上，叢生團集，能由水中吸取  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ，排出碳酸

鈣，以組成其骨骼，軟體生於骨骼之外表，厚可三四公分，逐漸生長，新生甫生，舊者即死，積久則成巨厚之骨骼，呈樹枝狀 (Coral trees) 及半球狀 (Half spherical corals) 等形狀。前者可達 15 呎高，後者直徑亦可達 15 呎。珊瑚種類甚多，其與地質有重要關係者，為造礁之一類 (Reef building corals)，此類並非生於海洋中任何地點，僅在適當環境下能生長之，所謂適當環境者，即 (1) 海水須溫暖，不能低於  $68^{\circ}\text{F}$ ，(2) 水中不能多雜泥砂，(3) 海水不能深過 240 呎。若在 150 呎以內尤佳，及 (4) 海水須時時波動。俾可輸送食料，因此在非洲、澳洲及中美洲之東岸，珊瑚地層極廣，而在其西岸則不多見。

珊瑚向上生長，向兩側伸展，故石質基盤，繼續增加或分枝。及其死亡，碳酸鈣之基盤遺留，混雜以泥砂及其他海生動物之介殼及骨骼等，組成厚層。溫暖之海水將珊瑚碎屑，膠結於一起，且漸漸將此沉積，變成白色固體之石灰岩。在其上層表面，又有珊瑚叢集生成，此即稱為珊瑚礁。此種繼續向上升高，惟不能高出低潮水平面，因珊瑚蟲不能較久生於空氣之中。若珊瑚骨骼及礁岩之岩塊，經海波衝碎，其他碎屑及含珊瑚泥砂填充其中，最後經波浪之打擊，將其衝至稍稍沉沒之珊瑚礁之廣平台上，高出水面約十餘呎，而成為島，此即稱為珊瑚島。其上亦能滋長草木，有時尚能居住，其寬度約自  $\frac{1}{4}$  至  $\frac{1}{2}$  里。沿礁岩之方向較長，其剖面如圖 26 下。

珊瑚礁以其地位，及其排列，可將其分為下列三類：——

1. 裙礁 (Fringing reefs) —— 依陸地或島嶼之邊緣之淺水中，若環境適宜，珊瑚即行產生，漸漸組成一平台至海平面，向海方增長。礁之廣度，乃以海濱山坡之坡度而定，

坡陡則礁狹，坡緩則寬可達數里。

2. 堡礁 (Barrier Reefs)——此與裙礁所不同者，乃其地位距陸地較遠，自數里或數十里，有禦浪護岸之功。岸與礁之間，為淺水之瀉湖，深者可達二百呎，世界最大之堡礁在澳洲，沿其東岸長約 1200 里，距陸地平均為 20—30 里。介於其中之瀉湖，深約 100—300 呎。

3. 環礁 (Atolls)——此與堡礁甚相似，惟多成殘缺不全之環形，寬自 2 里至 50 里，中為淺水，平均深約 200 呎。礁之外緣，則急斜入海底，常達數千呎 (圖 27 上)。礁上如有土石堆積，亦能成為珊瑚島。

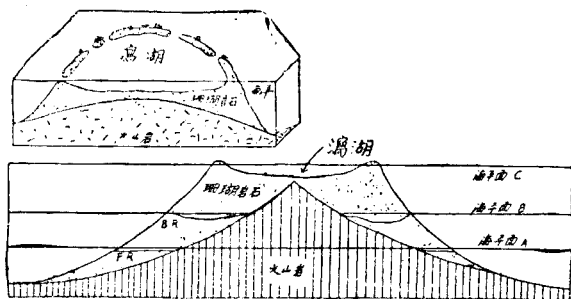


圖 27 上：環礁

下：環礁生成之理想剖面

上述三類珊瑚礁，第一種裙礁，其生成甚簡單，故無庸解說。但堡礁及環礁問題甚多，據 Lotung 氏調查，堡礁及環礁之厚度，均具有數百公尺或數千公尺。按珊瑚之生成條件而言，水深不能超過 40 公尺，而事實上竟有千公尺之厚度，其原因安在，地質學家關於此問題，大概可分為三說：

(1) Darwin 及 Dana 氏之沉陷說——依此種假說，謂由於海底之逐漸下沉，珊瑚礁得縱長增高，其形狀之不同，乃由於沉陷地位之各異，其理論可由圖 27 下說明之。此為一火山海島，其邊緣有裾礁產生，發育甚廣，其時海平面為 A，其後海底漸漸下降，其海平面雖仍相同，而與島之關係，卻易為 B，時珊瑚礁仍向海方增長，因其體外端生長較速，於是裾礁遂變而為堡礁 BR。如海底更向下降，珊瑚礁繼續增長，海島淹沒，堡礁即一變而為環礁矣。

此假說有二弱點：(1) 數千萬方里之海底，須假定下降至數千呎，似難置信，且常見環礁與業經升起之珊瑚礁，相距不遠，足示海底下沉之無據。(2) 須假定海底下沉之速率，不能大於珊瑚礁向上增長之速率，否則珊瑚蟲將被淹溺或露出於空氣中而死矣。然此說亦有事實之證明，如在某環礁處，曾打一深鑽，至 1000 呎以下，仍為珊瑚礁岩石，足證下沉與上長相符也。

(2) Murray 及 Alexander Agassiz 氏之假說——此說謂堡礁及環礁之生成，非由於海底之下降，實因海底之形勢、波浪、及生物之侵蝕所致。海中由火山作用而成之岩礁甚多，或潛伏海面，或突出而成島嶼，珊瑚即依之而生。在岩礁之邊緣，繁殖特速，蔓延成礁，中部祇餘骨骼，為波浪或其他動物所吞蝕，日漸侵削，而成淺海，致岸與礁離，而成堡礁。若原為海底平台，珊瑚向外緣繁殖，遂成環礁。此說亦有二弱點：(1) 環礁之中部，往往深達百餘公尺，寬數十里，祇憑海水波浪或生物之吞蝕，恐不易致此。(2) 據現代觀察，環礁之中部，多沉積而少侵蝕痕跡。

(3) Daly 氏之海面上升說——此說言珊瑚得以繼續增

長之原因，蓋由於海水增加之故。廣大之大陸冰川，佔面積約數百萬方里，冰層厚達千餘呎。此種冰川繼續溶化成水，朝宗於海，則海水面日漸增高，珊瑚乃得繼續生長，而成數百呎之厚層，此說亦有相當理由。總之，珊瑚礁之生成，與地質有絕大之關係，現時學說甚多，究以何者為是，尚無定論也。

## 第十二章 地層或岩石之構造

(The Structure of Rocks)

### 1) 岩層傾斜 (Inclination)

地層沉積之時，每在水中，故其層次，多近水平。及掀起成陸，則層次凌亂，故吾人今日所見之地層，多有傾斜現象。此傾面與水平面所成之最大角度，稱為傾角 (Dip angle)，斜面與水平面相交線之方向，稱為走向 (Strike)，與走向相垂直之方向，稱為傾斜方向 (Dip direction)，此可以圖 28 A 解

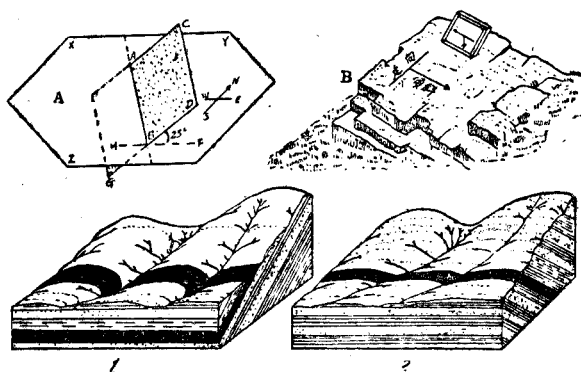


圖28 A: 走向及傾斜之圖解      B: 地層之走向及傾斜  
 下 1: 傾斜與坡度同              下 2: 傾斜與坡度反

\* 地層斜面與水平面所成之角度，其最大者或垂直於走向之角，稱為真傾角 (True dip)。除此而外，其他均稱為似傾角 (Apparent dip)。吾人所需用者，乃真傾角，而非似傾角也。



釋之。設  $XYZ$  為水平面， $ABCD$  為地層層面之斜面，於是  $\angle DBF = \angle HBG$  即為傾斜，而  $AB$  線之方向，則為走向，因兩面皆過  $AB$ 。一傾斜向左，一傾斜向右，此即為傾斜之方向。普通計走向及傾斜時，須註明方向，如此圖中，走向為  $N30^\circ W$ ，傾斜  $25^\circ S60^\circ W$ ，因傾斜方向乃垂直於走向，若傾斜之方向及傾斜已知，即書作傾斜  $25^\circ S00^\circ W$  足矣。

測量傾斜乃用測角器 (Clinometer)，測走向及傾斜方向則用羅盤儀 (Compass) 觀察，普通常兩者併合而成一種儀器，用法如圖 28 之 B。走向及傾斜 (Dip) 在岩層露出完美之區，極易觀察。若岩層被侵蝕而斜切，或在山坡之上，往往不易測計，須注意者，即層面與露頭之關係也。關於此點，後當述之。如測量假想面有時常獲良好之結果，若岩層為水平，則既無走向，又無傾斜。若岩層為直的，則傾斜為  $90^\circ$ ，走向在水平面上露頭之羅盤儀方向。走向及傾斜，在地質圖上之表示，常用  $\nabla$  記號，橫者示走向。直而有箭頭者，示傾斜方向。後者之長短，乃以傾斜之大小而定，陡者短，小者長。或將度數注於其旁，如  $\nabla 39^\circ$  亦可。

## (2) 露頭 (Outcrop)

地層因侵蝕或他種關係，暴露於地面使吾人以直接考察之機會者，稱為露頭。在觀察露頭時，必須確定其係未經移動者。露頭線之分佈情形，乃視地形及地層傾斜而異。若地層為水平，而地面亦為水平，則露頭為岩層之平面，然常為浮土所掩，不易見之。若地面多溝澗，則露頭線與走向即不相合，而成曲線。如地層軟硬不同，則質堅者，侵蝕較難，常突出而成露頭，質軟者反是。露頭線之形狀，與山谷坡面之斜傾亦有關係，凡地層傾斜方向，與溝谷之斜向同，則露頭線之尖端向下

(圖28), 否則向上, 然此僅適用於地層傾斜角較小於山坡傾斜之時。若地層之傾斜角較大, 則其結果適相反。至於成直立之地層, 其露頭線仍與走向合, 故成直線, 與地形無關。在山區, 愈高則土壤愈少, 露頭亦愈多。觀察一區域露頭之走向及傾斜, 其地質構造即可決定矣。

### ✓(3) 褶曲 (Folds)

吾人在野外, 常見層層疊疊之各種岩層, 成一種波浪似之形狀, 此乃受橫壓力擠壓之結果也。吾人若用數十張紙, 層層疊齊, 兩端用力推擠, 則高下起伏, 不平之形狀, 其凸出成鞍狀者, 稱為背斜層 (Anticline); 其凹下成槽形者, 則稱為向斜層 (Syncline)。地層褶曲成背斜層後, 其頂部因拉力之關係, 而產生裂縫甚多, 故甚易風化而成溝槽。

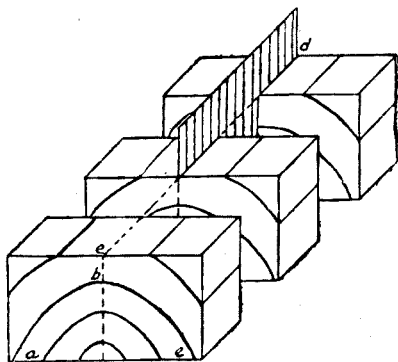


圖29 褶曲之各部分

褶曲為具有三方面之體質, 有高度、寬度、及長度, 圖29乃示一三方面之褶曲, 為一背斜層。其頂線  $ed$ , 稱為褶軸 (Axes of the fold)。經過褶軸之面, 而平分褶曲者, 稱為軸面,  $def$ ,

(Axial Plane)。褶軸之兩邊，稱為翼 (Limbs)  $ab$  及  $cb$ 。

在圖 30 A, 褶曲之走向為東西, 傾斜為  $45^\circ S$ , 在圖 30 B, 其走向為南北, 傾斜岩塊在東邊者向西, 而在西邊者向東。向斜層之軸為水平, 但在圖 30 C 中, 褶軸則向北傾斜, 過  $a, b, c$  作一剖面, 可見其與水平所成之高度, 如圖 30 之 D, 此即稱為褶軸傾斜 (Pitch)。因此圖中之向斜層, 其褶軸向北傾斜  $10^\circ$ 。褶曲依其兩翼之形狀, 與褶縐程度之強弱, 可分之為下列數種:

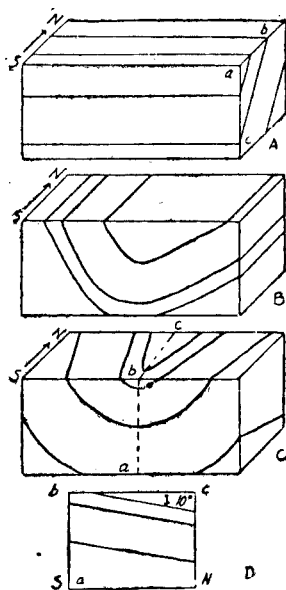


圖3) 傾斜走向及軸向之關係

1. 穹地 (Dome)——凡地層向四周傾斜, 近於饅頭形者, 其露頭線近圓形。

2. 盆地 (Basin)——凡地層向中心傾斜者，近於盆形，其露頭亦近圓形。

3. 對稱及不對稱褶曲 (Symmetrical and Asymmetrical fold)——兩翼互相對稱者，稱為對稱褶曲，否則為不對稱褶曲 (圖 31 之 1, 2, 4, 5)。在一對稱褶曲中，軸面即為對稱面，因左右兩部互相對稱也。

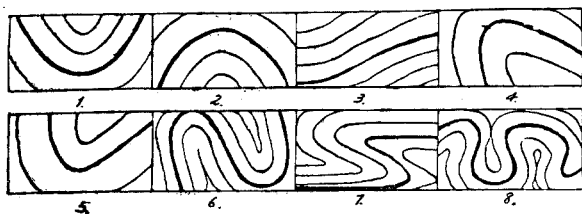


圖31 1.對稱向斜層 2.對稱背斜層 3.單斜層  
4.不對稱背斜層 5.不對稱向斜層 6.等斜褶曲  
7.伏臥褶曲 8.扇形褶曲

4. 倒轉及伏臥褶曲 (Overturned and Recumbent fold)——褶曲之軸面成傾斜而近於水平者，稱為倒轉褶曲，成水平者，則稱為伏臥褶曲，如圖 31 之 7。

5. 開展及密接褶曲 (Open and closed fold)——若褶綫甚烈，各層皆緊接呈不能再擠者，稱為密接褶曲。若各層寬展者，稱為開展褶曲。

6. 等斜褶曲 (Isoclinal fold)——褶曲之兩翼，互相平行，且成同一方向傾斜者，稱為等斜褶曲，如圖 31 之 6。

7. 扇形褶曲 (Fan Shape fold)——褶曲上寬下狹，或下寬上狹，形狀如扇者，稱為扇形褶曲，如圖 31 之 8。

8. 單斜層 (Monocline)——褶曲僅一翼斜曲，另一翼則為水平，或為均勻之坡度者，稱為單斜層，如圖 31 之

3。此多見於高原區域，普通多以之作爲極不對稱之背斜層。

通常論褶曲，祇就橫剖面而辨其起伏之狀。其實沿其褶軸，亦能褶曲，故應用立體方式以解釋之，因此褶曲又可分爲簡褶曲 (Simple fold)，混合褶曲 (Composite folds)，及複褶曲 (Complex folds) 等數種。其褶曲係沿橫面而形狀簡單者，稱爲簡褶曲，如圖 31 所示，皆屬此也。褶曲中包含較小之背斜層及向斜層者，稱爲混合褶曲，凡沿橫面及軸面俱褶曲者，稱爲複褶曲。

一混合背斜層稱爲複背斜 (Anticlinorium)，一混合向斜層則稱爲複向斜 (Synclinorium)。當一組小褶曲。重疊於一羣較大褶曲之上者，前者稱爲小褶曲 (Minor fold)。後者稱爲主褶曲 (Major fold)，所有主褶曲，皆爲混合褶曲。若小褶曲之軸面，在複背斜中向上同趨一點，或在複向斜中向上同趨一點，則主褶曲稱爲正常褶曲 (Normal fold)。若相反，複背斜及複向斜，皆稱爲異常褶曲 (Abnormal fold)。

褶曲又可分爲平行 (Parallel) 與相似 (Similar) 二種，在背斜層及向斜層中，各層成一致之厚度者，稱爲平行褶曲。褶曲程度，漸深漸減，以至於無。若其層表面之形狀相似，而厚度不一致者，則稱爲相似褶曲，其褶曲程度，不隨深淺而增減。

地殼成大規模之褶曲，影響所及，常達數千方里者，J. D. Dana 氏曾稱之爲大背斜 (Geoanticline) 及大向斜 (Geosyncline)，尤以後者，在地質史中甚爲重要，其向斜之基盤，逐漸下沉，致有巨厚之沉積。及掀起成陸，則以前之沉積，即褶曲而成山嶽，如美國之 Appalachians，歐州之 Alps，及我國之秦嶺，均古代之大向斜層。後者經白堊紀之地殼運動，掀起成陸，

今則成巍峨之高山矣。美國之 Lake Superior 盆地，即爲現代之大向斜層，而在其東北，加拿大境內，則爲現代之大背斜層。又喜馬拉雅山爲一大背斜層，而恆河流域則爲一大向斜層也。

#### √4) 斷層 (Fault)

斷層者，乃地層之裂縫，而曾經移動者也。即先前接觸之點，而現已沿裂縫變位。固體或未固結之砂粒及砂礫等，皆由此方法變位。斷層乃由擠壓力 (Compression)，拉力 (Tension)，或扭轉 (Torsion) 等之結果。在疎鬆或軟質固結之黏土、砂粒及砂礫中，乃由其支持物移動而產生。

變位之方法及進行，尤其在近地表之部，雖然壓力係繼續施行，但爲間歇的，此乃因必須超過岩石之抵抗力，始能破碎也。地層經壓力後，每先生裂縫，靜止稍許後，俟壓力再行集聚，即再行發生運動，故斷層多沿舊有裂縫。當此突然之動作發生時，地殼即生震動，吾人即稱之爲地震。斷層之變位，可自極小以至若干公里。斷層之長度，亦自極小以至數百公里。

斷層移動之面，稱爲斷層面 (Fault Surface)。當斷裂時，常因磨擦之故，斷層面每光滑，而現微細痕跡，稱爲擦痕。斷層與地面相交之線，爲斷層之走向，位於斷層面之上者，稱爲上盤 (Hanging wall)，其下者稱爲下盤 (Foot wall)。斷層面在細斷層中，常不規則，而在較大之斷層中，則爲平的或波狀。斷層之裂縫常切割不甚清楚，因由變位之關係，沿裂縫常有壁岩之碎屑，其細如粉者稱爲岩粉 (Gouge)，較粗之碎屑物質，則稱爲斷層角礫岩。岩粉或角礫岩層集聚處，稱爲壓碎帶 (Shear Zone)。斷層面常傾斜，其與水平面所成之角，稱爲傾角，與垂直面所成者，稱爲斷斜角 (Hade)。上盤與下盤之垂

直距離，稱為縱斷距 (Throw)。其水平距離，則稱為水平斷距 (Heave)，如圖 32 左。

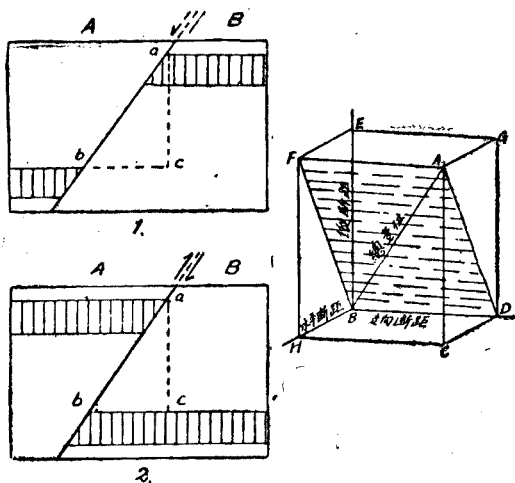


圖32 左：1. 爲正斷層 2. 爲逆斷層  $ab$  爲斷層面， $abc$  爲傾角  $bac$  爲斷斜角，在斷層面之上者即  $A$  爲上盤，在下者即  $B$  爲下盤， $bc$  爲水平斷距， $ac$  爲縱斷距，箭頭示岩塊移動方向。

右：斷層移動立體圖。

斷層移動之方向，或垂直或水平，或介於二者之間，因此表示斷層移動之率，甚爲複雜。茲以圖 32 右圖解釋之。圖中  $AFBD$  爲斷層面， $FAGE$  爲水平面， $FA$  爲斷層走向，茲假定  $A$  點移至  $B$  點，則其總變位 (Slip) 爲  $AB$ ，可分解爲三組，即  $BH$ ， $BE$  及  $BD$  是也。 $BH$  表示其平面之推移，稱爲水平斷距， $BE$  爲縱斷距， $BD$  爲走向斷距，或走向變位 (Strike

Slip), FB 或 AD 爲沿斷層面上之移動率, 稱爲層面變位。普通觀察, 乃在一剖面上, 如 ACGD, 故縱斷距及水平斷距最易辨察, 其總變位似爲自 A 至 D, 其實不然。至走向斷距更不易知, 欲詳細探察, 須在野外辨別擦痕之方向等, 始能定其真正之總變位也, 若斷層面垂直, 如 EGDB, 則無水平斷距。若斷層面成水平, 如 EFAG, 則無縱斷距矣。

斷層可分爲正斷層 (Normal fault) 與逆斷層 (Reverse fault) 兩種。正斷層者, 上盤下降, 是其移動之方向, 合乎地心吸力之理。逆斷層者, 上盤上升, 是其移動之方向, 背乎地心吸力之理。正斷層中相當之二層, 互相分開, 故亦稱拉力斷層 (Tension fault)。逆斷層則互相掩蔽, 故亦稱擠壓斷層 (Compression fault)。造成正斷層者, 多爲拉力之結果, 因此垂直於斷層走向之線, 向兩方增長。造成逆斷層者, 乃由壓力關係, 因此垂直於斷層走向之線, 向中間縮短。逆斷層常見於褶曲激烈之區, 因其乃褶曲過烈, 所生之現象也。逆斷層之傾角, 有極小而近於水平者, 則上盤逆衝, 較古地層, 反位於較新地層之上 (圖 33 下)。此類逆斷層, 又另稱爲逆掩斷層 (Overthrust), 其推移率往往甚大, 如歐州 Alps 之大逆掩斷層, 向前推進可達數十或百餘公里之遙。至如我國褶曲劇烈之區, 逆掩斷層亦多, 例如江蘇之寧鎮山脈, 及四川盆地之邊際, 及貴州北部等地是也。

逆掩斷層有主副之分, 如某主逆掩斷層 (Major Thrust) 之上, 含有較多之小逆掩斷層 (Minor Thrust)。此種小逆掩斷層, 又可稱爲副逆掩斷層。若此類斷層爲數甚多, 則稱爲鱗狀斷層 (Scaly fault)。逆掩斷層之判別方法有下列五種: (1) 古岩層覆於新岩層之上; (2) 逆掩斷層線之上盤及下盤, 岩



層時有下彎上曲之現象；(3)逆掩斷層多生於褶曲較烈區域；(4)逆掩斷層係縮短岩層分佈之運動；及(5)沿主逆掩斷層方向，時有同向之小逆掩斷層生成。

無論何種岩層中，皆能有斷層產生，惟在水成岩中，因具有層次，辨別較易，故知者較多。茲依斷層走向與岩層之關係，可分為下列數種：

1. 走向斷層 (Strike fault)——斷層之走向，平行或近於平行於岩層之走向者，凡露頭層次重覆或缺少者，乃為走向斷層之證(圖 33 上之 A)。

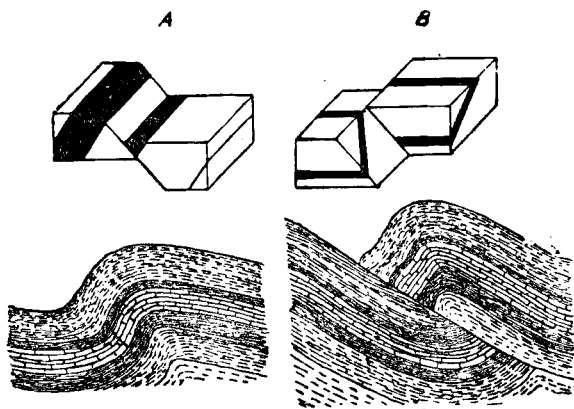


圖33 上：A，走向斷層 B，傾斜斷層

下：逆掩斷層之生成。逆掩斷層在B中之地位乃由A中之塊狀石灰岩之裂縫斷裂而成。經此變動後，較古之岩石覆於較新者之上。

2. 傾斜斷層 (Dip fault)——斷層之走向，平行或近

於平行於岩層之傾斜方向者，在斷層線兩旁之露頭，時呈參差不齊之狀，一若經平面推移而成者（圖 33 上之 B）。

3. 斜向斷層 (Oblique fault)——斷層之走向，介於走向與傾斜方向之間者。在地面上，亦可見其地層之不連續。

4. 旋轉斷層 (Rotational fault) ——岩層旋轉而變位之斷層，若係傾斜成層岩，受旋轉斷層後，則與走向斷層相似，其他則露頭所示，兩邊走向，當不平行。

5. 層面斷層 (Bedding fault) ——斷層走向及傾向與岩層之走向及傾向完全平行者，此在野外不宜覺察。

除以上而外，尚有支斷層 (Branch fault) 者，即在主斷層後之小斷層，及交錯斷層 (Intersecting fault) 者，即互相交錯之斷層。又凡因斷層，而陷落成盆地地形者，稱為槽狀斷層 (Trough fault or Graben)。因斷層掀起而成平台形者，稱為壘形斷層 (Horst fault)，如德國之萊因河之 Rhein Graben 及非州之 Rift Valley，皆世界之著名槽狀斷層也。

由斷層而成之地形，其掀起之部，成為高岸，稱為斷崖 (Fault Scarp)，凡新生斷層，推移巨大者可見之。若歷時甚久，因侵蝕之故，多已消除，往往無斷崖可見。然斷層上移之部，不必定為斷崖，蓋岩質之堅弱，有密切之關係也。斷崖僅見於正斷層。至逆斷層，因傾角太小，推移之迹不顯，故無論侵蝕前後，皆無斷崖。

斷層線之所在，常為河溪之溝谷，此乃因較易侵蝕之故，但亦不能認為定則。泉水常沿斷層線流出，又石油及其他礦脈，亦常富集於斷層線中，是以開採礦床，及應用工程方面，對

於斷層，不可不詳加研究也。\*

### (5) 節理 (Joints)

地球外殼之岩石，常具裂縫，長短大小不一，或互相平行，或縱橫交錯，致將岩石分成巨塊，或其他不規則之形狀，稱為節理。凡參觀石坑，常可見之，石工且利用之，以便開採。以地質意義而言，節理常為緊密接觸，在表面上或有一吋或吋餘之缺口，惟在下部，此種分開，往往為沉積物質所填充。斷裂線 (Rift) 及裂縫 (Fissures) 則常相分開，亦往往有沉積物質填充其間，若無此情形，則岩壁互相接觸，而稱為緊密裂縫 (Tight Fissure)。裂縫不論其為分開、填充、或緊密，其中必毫無移動現象，如因有移動而變位，則稱為斷層。

✱水成岩中之節理——此種節理，常互相平行，具有二種或二種以上之方向，互相垂直，或近於垂直，此與天然層面相連合，遂將岩層分成密接之岩塊。有時節理有三組或三組以上，岩石之顆粒愈細，則節理愈完全，因此，在頁岩及石灰岩層中，節理每極完全也。至其成因，有在海底之沉積掀起成陸地，由收縮而生之張力所造成，亦有因地殼經褶曲。撓屈 (Warping) 或扭轉 (Torsion) 而生者。又有學者謂若地震之波紋，經過岩石，由於壓力及拉力交互作用，亦能產生極多之小節理。

在褶曲之成層岩中，背斜層由張力之結果，向斜層及背斜層由壓力之結果，亦常產生節理。板狀解理往往與節理相伴而生，在褶曲岩層中平行於岩層之走向者，稱為走向節理 (Strike-

\* 認識斷層有下列數標準：(1) 岩脈或礦脈之變位；(2) 沿斷層線有破碎帶；(3) 在斷層面上有條紋及磨光現象；(4) 有岩粉之存在；(5) 岩層有重複或缺少之情形；(6) 如斷層發生不久，有斷崖之產生；及(7) 河谷往往沿斷層線發育。

Joints)。垂直於岩層之走向者，稱為傾斜節理 (Dip Joints)。

火成岩中之節理——火成岩之節理，乃由岩漿冷卻時，凝縮所致。其產生係在熔融狀態固結之後，其形狀乃視冷卻速度，火成岩體之形狀，及大小及其他情形等而異。因此在花崗岩及其他侵入岩塊體，常為方向不一之節理面所切割，而分成大岩塊，或為板狀，或為柱狀。在細粒之長英岩及斑岩中，其節理多呈層狀，有時在岩盤及相似之穹形之侵入體中，常有介殼狀節理，平行於穹狀面。在岩脈，侵入岩層，或熔岩流中，由冷卻收縮而成之柱狀節理，尤為常見。致岩體往往被分成柱體，其剖面為六邊形或其他有規則之形狀，直徑約自數吋以至數呎，長自一呎至二百呎以上。柱體常與主要冷卻面相垂直，因此在侵入岩層或岩流中，柱體皆直立，而在岩脈中，則近水平。

變質岩中之節理——變質岩中之節理，乃視其種類而異，在塊狀片麻岩中，與花崗岩相似。片岩及板岩之節理，則與水成岩近似。就通常而言。變質岩之節理，每較他種岩石為多。

#### (6) 不整合 ✓

吾人常見成層岩之露頭，在懸崖溝谷及山坡上，其一組岩層，成平行地位，由岩石種類及其關係，與所含之化石等，可知乃一連續沉積之產物。位置於另一組岩石之上，其地位及性質，示其生成必係在另一時期及另一種環境。因此在圖 31 上，岩層 d 沉積之時期相同。且在相似環境之下，此種吾人即稱之為一整合 (Conformable) 地層。又一組岩層 c，在其本身中，亦為整合，然與 d 之關係，則為不整合，由其地位可知 c 地層與 d 地層，所遇之環境不同。ab 面將此兩組分開，故稱之為不整合 (Unconformity)。不整合之上部岩層，必為成層岩或水成岩。至下部之地層，或為火成岩，如花崗岩等，或為變質

岩，如各種片岩等。但 ab 線必須存在，始能確定其為不整合焉。

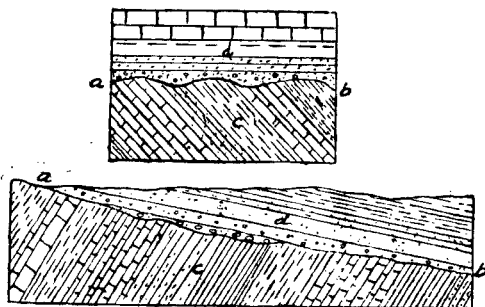


圖34 上：一整合地層 d 不整合於另一整合地層 c，a b 爲不整合面。

下：斜角不整合，因兩組岩層掀起。

不整合生成之地質史，茲簡述之，如圖 34 上。第一，c 組岩層沉積成水平，或近於水平地位，由岩層之厚度，岩石之種類，及其特性與所含之化石等，可知其沉積係在同一時期。第二，爲一上昇時期，海底變爲陸地，同時岩層發生掀動，繼之因上昇岩層侵蝕甚深，而成一間斷，故此時不但無沉積，且已成之層，多被侵蝕，故此實表示地層沉積之間斷，地質學家每稱之爲遺漏間斷 (Lost interval)。在地質史中，繼之爲一下沉時期，即侵蝕面又復沉於海底矣，而有另一新地層之沉積，如圖中之 d。此二層者，非特岩石性質不同，即所含化石，亦各不相同也。最後，在第二次上昇及掀動時期之後，再有侵蝕之進行，而如現在圖之所示者。故其生成歷史可擇要如下：(1) 岩層之沉積，(2) 上昇及侵蝕，(3) 下沉及新沉積，(4) 最後之上升。同時，尚須注意者，即一不整合，常示有先前侵蝕之地面也。不

整合層間，常有礫岩或粗砂岩一層，通常稱爲基底礫岩 (Basal Conglomerate)，此爲昔日沿海大陸上之碎塊石礫，漂積而成。然不整合層間，無礫岩層者亦甚多，因當時大陸，爲鬆軟岩石，一經侵蝕，皆變爲泥土，自無礫石之沉積矣。

不整合可分爲兩大類：第一種，下部地層，或爲掀起之岩層，或爲不成層狀之岩石，表示與上部岩層無整合之可能。此種有時稱爲斜角不整合 (Angular Unconformity) (圖 34 下)，因兩組之層理面間，成有相當之角度也。此名詞意義不甚確切，因其下部岩層有時爲火成岩或變質岩，並無清楚之層理面也。故通常此類不整合，常稱爲斜交不整合 (Non-Conformity)。另一種，下部地層上昇，侵蝕及沉沒等，對於岩層地位，並未移動，故老與新地層之層理面完全平行，此種不整合，則稱爲假整合 (Disconformity)。此類又可分爲二種：(1) 侵蝕痕跡極明顯者，(2) 侵蝕痕跡，不甚顯明。須自化石或岩石性質之異同，始可辨察者。惟現今一般地質學家，將其簡分之爲：

✓ 1. 整合 (Conformable) —— 上下岩層，連續沉積，層理面平行，其間無間斷現象。

✓ 2. 不整合 (Unconformity) —— 上下岩層，層理面不平行，其間有間斷現象。

✓ 3. 假整合 (Disconformity) —— 上下岩層，層理面平行，其間有間斷現象，及侵蝕痕跡。

### 第十三章 礦床概論

(1) 緒論——礦床 (Mineral Deposits) 乃一種礦物或數種礦物之集聚體，含有有用礦物 (Useful Minerals) 者也。礦床可分為狹義與廣義者二種，狹義者，指含有有用之金屬礦物者而言。廣義者，指含有金屬礦物與非金屬礦物者而言。礦石 (Ore) 乃在現今經濟狀態之下，以獲利為主，由礦床開採而得之主要礦物，或礦物之集聚體也。礦石二字，雖多指金屬礦物而言，但在廣義之礦床中，則對於非金屬礦物亦得用之。礦床中常含有無用之礦物，稱為脈石 (Gangue Minerals)。礦石與脈石，有時不易區別，例如普通為脈石之石英，在金礦脈中，則為含金石英，乃重要之礦石也。脈石中最普通者為石英，其次為方解石、白雲石等，再次則為重晶石、氟石、長石、角閃石、石榴子石、絹雲母、高嶺土及綠泥石等，有時亦為重要之脈石。

(2) 礦物之共生——某礦物與他礦物由於互有關聯之原因，常有相伴產出之現象，稱為共生 (Paragenesis)。此種在礦床學上，非常重要，對於探礦甚有幫助，例如鷄冠石與雄黃，常相伴產生。又如黃鐵礦、黃銅礦、及磁硫鐵礦等，亦常為共生之礦物。茲更舉數例如下：

1. 黃鐵礦——金——石英
2. 含銀方鉛礦——閃鋅礦
3. 磁鐵礦——石榴子石——黃銅礦
4. 錳礦——鐵礦

5. 錫石——輝水鉛礦——氟石——黃晶等

6. 鉻礦——鎳礦——鈹礦——銀礦——鉛礦

以上共生之關係，利用於探礦，常得甚大之效果。例如石英脈中，含有多少之黃鐵礦，硫砷鐵礦等之硫化物時，倘將其石英礦分析，常可得少許之金，而有時為甚重要之金礦。

(3) 礦床之成因——地殼之成分，其中有用元素，如鉑金銀銅鉛鋅等，所含無幾，然能聚成一大礦床足資開採者，必有賴特殊作用，而資集中。此種集中作用，不外下列數種：

1. 因岩漿中分體而成，即岩漿固結而成火成岩時，金屬與非金屬，各自集合，而成礦床。

2. 由氣體作用而成，即岩漿中所含之氣體，如氯、氟、硼及水蒸汽等，稱為礦化劑 (Mineralizers)。此等氣體，有將岩漿中之金屬提出在適當場所，與水蒸汽起化學作用，或與圍岩起反應作用，則金屬礦石集中一處，而成礦床。

3. 由火成岩岩漿與圍岩相接觸，即產生接觸變質作用。此種作用，不獨分子從新排列，且有將各種金屬集中之作用，而產生礦床。

4. 由交代作用及礦染作用而成，交代作用 (Metasomatism) 者，係由化學作用，將原有物質之一部，與新物質成分之一部，交換而生新物質之現象也。普通含有種種金屬化合物之溶液，通過易受化學作用之岩石，如石灰岩等，常有顯著之化學的交代作用，而將金屬礦物集中，成為礦床。

礦染作用 (Impregnation) 者，為含有礦物質之溶液，浸滲岩石中，一面起若干交代作用，一面有微細之礦石沉澱，結果亦可成為礦床。

5. 化學之沉澱作用 (Chemical Precipitation)，即含



有種種金屬化合物之水溶液，因環境改變，而將其金屬礦物沉澱而成爲礦床。此種作用，又可分爲兩種：一爲沿岩石罅隙而起之沉澱作用，一爲地面上所起之沉澱作用。

6. 露天化作用，即岩石受風化作用，將其中有用礦物殘留集中，而成之礦床。

7. 機械之堆積作用，即由風化作用而成之土壤，爲雨水洗刷，爲流水運搬而至山谷之間，不絕受流水之淘汰作用。輕者遠遷至下流，重者則遺留在上流地方，或集中河床深處，而成礦床，如砂金是也。

(4) 礦床之形狀——礦床可分爲二種，即原生礦床 (Syngenetic deposit) 與後成礦床 (Epigenetic deposit) 是也。原生礦床與其周圍之母岩，同時期生成。後成礦床於母岩生成後產生。今將其形狀分別論之如下：

#### 1. 原生礦床之形狀：——

甲、火成礦床，常爲不規則之塊狀、球狀，有時爲扁豆狀，或略近板狀，常與其母岩漸次遞化。

乙、礦層爲夾在水成岩間之層狀礦床，故常爲板狀，延展甚廣，有時亦爲扁豆狀，此等礦床受變動後，則有傾斜及褶曲之現象。

丙、砂礫礦床，普通在河床或海濱之砂粒中，其廣厚不定，常夾於種種地層之間，與礦層同形。

#### 2. 後成礦床之形狀：——

甲、礦脈由熱水溶液，或由氣體作用而成，大都爲板狀形，且傾斜較急，貫穿於岩層之中。

乙、交代礦床常爲規則之塊狀，有時近似板狀者，或有時成脈狀者，礦染礦床亦然。

丙、接觸礦床與交代礦床相同，多為不規則之塊狀，亦有為似板狀者。

丁、殘留礦床，常產在地表上，或近地表處，呈不規則之形狀。

(5) 礦床之構造——礦床之構造，乃指造成礦床之礦石與脈石之排列而言。茲分述於下：

1. 塊狀構造——不同之礦石及脈石等，呈不規則之混合，而成塊狀，稱為塊狀構造 (Massive Structure)。此時各個體生成之新舊，不易辨別，此種構造，多在礦脈交代礦床中見之。又有粒狀構造者，亦塊狀構造之一種，即相似大小之礦物粒，密緻集合之礦床也。

2. 帶狀構造——凡不同之礦物，成帶狀排列者，稱為帶狀構造 (Banded structure)，礦脈中常有之。若與帶狀垂直，有無數之結晶排列成櫛狀，有時凸出在空隙中，則稱為櫛狀構造。若帶狀之礦物，呈對稱之排列者，則稱為對稱帶狀構造 (Symmetrical Banded Structure)。若帶形成共心狀者，則稱為共心帶狀構造 (Concentric Banded Structure)。

3. 角礫狀構造——此與角礫岩相似，乃多角狀之破片，由其他物質膠結而成之構造也。有時為母岩之破片，由礦石所膠結者。有時為已生成之礦床，因經地盤變動成為碎片，後被上升溶液中之沉澱物，如石英、方解石、及其他礦等物所膠結者。

4. 晶洞構造——礦床有大小之洞穴時，稱為晶洞構造。在此晶洞中，有時礦石與脈石，密生成鐘乳狀，有時晶體簇生。普通晶洞有初生（即礦床生成時所生）與次生（即

礦床生成後所生)兩種。

(6) 礦床之變化與次生富化作用——礦床之露出地表部分,及與地表接近部分,普通常受風化作用,及雨水滲入地下之潛水作用,而生顯著之變化。潛水常含有多量之無水碳酸及氧氣,使礦床起強烈之氧化作用。而硫化礦物,則成爲可溶性之硫酸鹽類,溶解其中。如是天水又繼續下降,失其所含氧氣,致氧化能力減少,反起還原作用。若是則前所溶解之金屬化合物,還原沉澱,而集中成次生之豐富礦石。此作用稱爲次生富化作用 (Secondary Enrichment)。

礦床因氧化作用所生之變化,與岩石之風化作用,大致相同。在不含硫化礦物之礦床,其變化甚爲簡單,僅腐壞及氧化等變化而已。如赤鐵礦變爲褐鐵礦,菱錳礦變爲軟錳礦及硬錳礦、方解石被溶解而散失,矽鋁礦物變爲高嶺土等。反之,硫化礦物之礦床,則因風化作用及天水之作用起顯著之變化。普通在含有多量硫化礦物之礦床,自地表以至深處,可分爲三帶:即(1)氧化帶,(2)次生硫化礦富化帶,及(3)不變硫化礦帶。茲分述如下(圖 35):—

1. 氧化帶 (Zone of Oxidation)——礦床之露頭,受大氣及天水之等等作用,使礦石及脈石起化學變化。普通之金屬硫化物,則因天水作用,而成種種氧化物、氫氧化物、碳酸鹽、硫酸鹽、氫化物及自然金屬等,其中最普通者,爲氫氧化鐵,即褐鐵礦。故礦脈上部,常帶褐色或暗褐色,稱爲鐵帽 (Eisener Hut or Gossan)。鐵帽有凸出地表者,有凹入者,乃以礦床之性質,及母岩之性質而異。例如含黃鐵礦甚多而含石英甚少之礦床,通常凹入地表,因褐鐵礦易受水蝕作用,而被剝削故也。石英脈常凸出,亦因石英較他種礦石,

難以侵蝕之故。

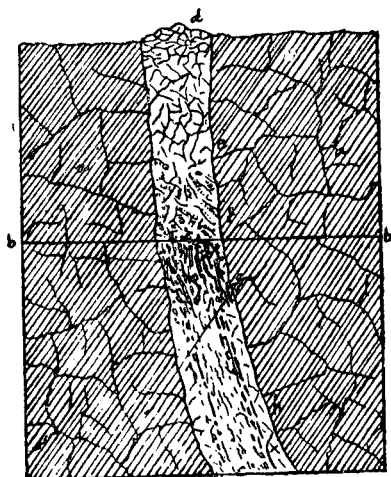
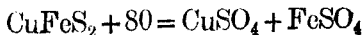


圖35 示硫化礦床之變化

- (a) 圍岩      (b) 潛水面      (d) 鐵帽  
 (e) 濾過流失帶      (f) 氧化礦富化帶  
 (g) 次生硫化礦富化帶      (h) 不變硫化礦帶

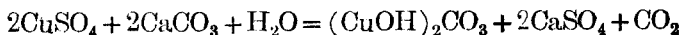
普通氧化作用，至某深度後，即行停止，反產生還原作用。氧化帶之深淺，乃以潛水面之深淺而異，而潛水面之深淺，又隨各地之地形及氣候而異。普通氧化帶之範圍，係在地表與潛水面之間。

關於氧化帶礦物之變化，茲以黃銅礦舉例言之。黃銅礦 ( $\text{CuFeS}_2$ ) 受氧氣、硫酸、及第二硫酸鐵溶液之作用，容易氧化，而生硫酸銅及第一硫酸鐵。

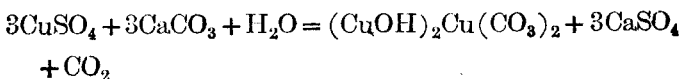


如此生成之第一硫酸鐵，再行氧化，成褐鐵礦，而沉澱。硫酸銅則因易於溶解，故隨天水下降。若礦床之脈石，含有多量之方解石時，則在氧化帶之下部，起種種化學作用，而有豐富之氧化銅沉澱，即：

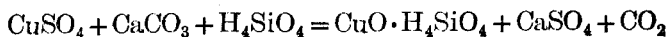
孔雀石



藍銅礦

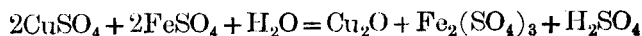


矽孔雀石

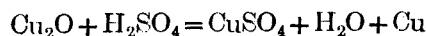


又硫酸銅之溶液，由於第一硫酸鐵及硫酸之作用，變為赤銅礦及自然銅，即：

赤銅礦



自然銅



如此孔雀石、赤銅礦、自然銅等相混而生之豐富礦床，稱為氧化礦富化帶。由上可知，在硫化物礦床鐵帽之下部，大部金屬之為可溶性硫酸鹽者，悉被濾過溶解，僅稍留痕跡而已。故此部分可稱為濾表流失帶。在此帶以下，即為氧化礦富化帶。

2. 次生硫化礦富化帶——此帶位於氧化帶之下，不變硫化礦帶之上，顯然富有品位甚高之硫化礦物。通常與氧化帶之境界，雖有時明瞭，但有時則分界不清。硫化礦富化帶與其下部之不變硫化礦帶，分界有時明瞭，但亦多為不規則狀。而不變礦帶中之裂縫內，時有富化帶插入。此帶之上

方境界，通常與潛水面一致，即潛水面以上為氧化帶，而其下則為硫化礦富化帶也。此帶在硫化礦床中，並非均有之，有時缺此重要礦帶，在氧化帶之下，直接為不變硫化礦帶者，其例亦多。

次生硫化礦富化帶之成因，乃在氧化帶中，由於溶解有各種金屬之硫酸鹽之天水，漸次下降，至潛水面以下，則失去氧化能力，反起還原作用。沉澱各種金屬之硫化物，最主要之還原劑，為黃鐵礦，故含有多量黃鐵礦之礦床，常為大硫化礦富化帶也。

3. 不變硫化礦帶——此帶為硫化礦床最下之部分，即自礦床生成以來，未起變化之硫化物也。此部分之礦物成分，依上下深淺之不同，亦有差異。惟吾人所見者，不過為近地面之一部，蓋最深之豎坑，亦不過五千呎耳。

(7) 富礦體 (Ore Shoot) ——礦床全體有同樣之礦石分佈，但全部有採掘之價值者甚少。品位之高者，乃依各種形狀，散在各處。其有採掘價值之礦石集中部分，則稱為富礦體，因此探知富礦體之分佈情形，為礦業上最重要之事。尤以礦床為礦脈時，其富礦體之分佈，甚不規則。故欲知礦石之量，必先用種種探礦法，以決定其形狀、大小、及深淺。富礦體之形狀，有下列數種：

1. 大礦塊 (Bonanza) ——大礦塊石散在礦脈或其他礦床中者。

2. 礦巢 (Nest) ——有許多小塊，集中一處，或散在各處者，以其形狀有礦巢、礦房 (Bunch) 及礦囊 (Pocket) 等名稱。自上而下，如呈帶狀傾斜者，稱為礦道 (Ore Course)。

3. 礦筒 (Ore Pipe, Ore Chimney) ——成圓筒形，自

上而下者。

4. 礦條 (Pay Streak)——在礦脈或其他礦床中，呈脈或條狀者。

(8) 礦床之分類——礦床之分類在以前，均以礦床中之礦物成分，或以礦床之形狀，為分類之標準。其後則以其成因為準，惟方法甚多，各有優劣，尚無一致之分法。本章所述，乃依據 W. H. Emmons 氏，1920 年所擬之分類法。其略如下：

甲、岩漿分體礦床 (Magmatic Segregation)——此類礦床，又稱為胎凝礦床，形狀頗不規則，皆生於火成岩中。其附生礦物為石英長石輝石橄欖石雲母等，礦質為鐵鎳鈦鉻、鉑等。若金若銅為量甚少。礦石結構甚為密緻，與火成岩相似。此類礦床之著名者，為瑞典之 Kirunavara 之磁鐵礦礦床。據精確計算，礦量為四億八千萬噸，及加拿大之 Sudbury 礦山之鎳，佔今世界鎳產額之過半。

乙、偉晶脈礦 (Pegmatite Veins)——此類礦床，又稱為汽成礦床，為火成岩結晶之餘汁，侵入圍岩中而成，故其成因，與普通岩脈無異。以見於深成岩附近，而呈不規則形者最多。礦物種類與火成岩相近。長石、石英及白雲母等，常有甚大之結晶。尤富於各種寶石，如黃晶、綠柱石、紅寶石、綠寶石及紅色綠色之電氣石等。美國之 California 省之 San Diego，及錫蘭島等處產之。至於各種金屬礦物，亦多含之，惟無甚價值。美國 South Dakota 省之 Black Hills 之錫石，我國雲南東川巧家銅礦及福建永泰縣之輝鉬礦，皆為此類礦床之例。

丙、接觸變質礦床 (Contact Metamorphic Deposits)

——此類礦床，礦體大致不十分規則，生於火成岩與水成岩之接觸帶中，並有接觸變質之礦物。火成岩多屬酸性或中性者，水成岩則以石灰岩或石灰質岩石為最普通。礦質皆成氧化物或硫化物，以銅鐵鋅鎳為最多，金銀鉛等次之。附生礦物有石榴子石、透輝石、鈣輝石、及綠簾石等，我國山東金嶺鎮之磁鐵礦礦床，即為適例。此礦生於奧陶紀濟南石灰岩（上盤）及正長岩與正長斑岩（下盤）之接觸部，常為楔狀。礦床最厚處有 60 尺，儲量約一千萬噸。他如湖北大冶陽新之銅礦及安徽繁昌之桃冲鐵礦等皆屬之。

丁、深礦脈帶礦床 (Deposits of Deep Vein Zone)——此類礦床，又稱為深造熱液礦床，就礦質言，與接觸變質礦床，甚為類似。且同為高熱高壓下之溶液所成，惟其形狀，較有規則，略具脈形，因其結晶時地位甚深，故每接近古代深成岩，而與近代淺成岩無關。凡金錫鐵鋅銅鉬鎳等質多屬之。德國 Erzgebirge 之錫礦脈，即屬此類之較著者。我國四川彭縣銅礦及湖南郴縣金船塘之鉛鋅礦等亦屬此類。前者據譚錫疇氏估計，含純銅量為一萬一千噸。

戊、中深脈礦床 (Intermediate Veins)——此類礦床，又稱為中溫熱液礦床，為上昇熱液，沉澱於地位較淺之裂縫中者。其與前二種不同者，以其常呈脈形，如圍岩為石灰岩時，則因交換作用，每成複雜袋礦 (Chamber)，有時則成微粒，浸染於圍岩中。脈形呈帶狀及櫛狀構造者甚多，礦質以銅銀金鉛鋅銻砷等為主，美國西部一帶之重要銅鋅金銀諸礦及我國西南部之銀鉛鋅銅礦，皆屬此類。如湖南常寧水口



山之鉛鋅礦，及湖北西部之銅礦是也。

己、淺成脈礦床(Shallow Veins)——此類礦床，又稱爲淺成熟液礦床，亦爲上昇熱液所成。惟當沉澱時，距地面甚近，壓力不大，岩層裂縫甚多，故礦床常生於裂縫或礫岩砂岩及火山岩之孔穴中。礦床多呈單脈形，附生礦物爲釷石、石髓、及重晶石等。礦質爲金銀汞銻砒鎢鉛鋅等，常呈帶狀及橢狀構造，脈中又時多空曠，亦一特徵。美國 Lake Superior 之銅礦，Nevada 之 Comstock lode 之金銀礦，我國雲南貴州四川之汞及湖南之銻，大多屬於此類。

庚、天水礦床(Deposits formed by Meteoric Water)——美國 密士失必河一帶，著名鉛鋅礦及我國西南數省之銅礦，皆爲此類礦床之絕佳代表。其成因乃係地面流水，溶解岩層中礦質，滲入內地，及遇裂縫，或爲有機物所還原，即沉積成脈。故礦質之來源，乃由下降天水沉積而成，溫度低而壓力小，與前述三類之由上昇熱液沉澱而成者，全然不同。脈中附生礦物，爲方解石、燧石、雲母、碧石、及重晶石等。礦質爲鉛鋅銅、鈾、釩鐵及錳等，多成簡單之硫化物。

辛、侵蝕或殘留礦床(Residual Deposits)——岩層暴露地表，經侵蝕作用後，其抵抗力弱，或易溶解之部，常被水遷徙而去。其不易爲水挾帶之物質，如鐵錳鋁等，遂逐漸加富，積久而成礦床。美國 Lake Superior 及 Cuba 之鐵，法國 Beaux 之鋁，爲此類著名實例。我國廣東防城縣及欽縣之錳礦，山西晉城潞澤一帶之鐵，亦屬此類。

壬、水成礦床(Sedimentary Deposits)——此類礦床，

乃由古代岩層，崩解遷流，沉積於水中而成。論其沉積時之狀態，則又有沖積、化學、與有機物沉澱之分，金鉑錫鐵及寶石等，沖積之重要者也。鐵錳及鹽類，為化學沉澱之重要者也。煤及石油，則為有機物沉積之特別重要者也。其礦床形狀，每為層形，與水成岩相似。礦石時呈鱗狀及豆狀結構，如我國四川綦江鐵礦，及川西滇北黔西一帶三疊紀地層中之水成銅礦，皆屬此類。

(9) 地質與礦產之關係 —— 地質與礦產關係至為密切，故研究地質學者不僅須注意地面上各種地質現象，如河流之沖刷，海流之侵蝕，山脈之構成，及岩石之分佈等等，尚有一重要之任務，即搜尋地下豐富之寶藏是也。世界上大多數寶貴礦產，大部分均為地質學家在野外調查地質時所發現者，是以探礦學者稱地質學家為「探礦之先鋒」，實非虛譽。吾人根據許多事實，可知某種礦產往往伴某種岩石而生，此雖非定律，但大致可無疑義，例如金屬礦床恆生存於火成岩中，煤及石油等，多存在於水成岩中是也。美國經濟地質兼岩石學家 Grout 氏在其所著之岩石學一書中，曾將火成岩與礦產生成之關係，列成一表，形如樹，說明何種火成岩，可產生何種礦產，以樹枝幹代表火成岩之各類，而以枝幹上之果實，代表其所產生之礦產，非常清楚，而富興趣，惜其僅偏於火成岩方面，其他如水成岩及變質岩均未表示。我國南延宗氏，研究礦床學多年，近曾創一地質與礦產總表，異常詳盡，載於地質論評五卷六期，茲稍加改訂，列之如後，以供讀者之參考，庶幾調查地質時，有所借鏡焉。

## 地質與礦產之關係表

地 質 區 域	可 能 之 礦 產
酸性火山岩區域 (如流紋岩等)	明礬石、螢石、脈石、汞、砒、金、銀、銅、鉛、鐵等礦脈。
鹽基性火山岩區域 (如玄武岩等)	自然銅、輝銅礦、銀鉛礦、鏡鐵礦及鎳鈷土等。
酸性侵入岩區域 (如花崗岩、斑岩及偉晶岩等)	金、銀、銅、鐵、鉛、鋅、錳、鎢、錫、銻、鉬、鈾、砒、銻、銻、銻、雲母、石英、長石、磷灰石、水晶石、脈石、綠柱石、黃晶、崗石、及電氣石等。
中性侵入岩區域 (如花崗閃長岩及閃長岩等)	銅、鐵、銀、鉛、鋅。 黃銅
鹽基性侵入岩區域 (如輝長岩及橄欖岩等)	銅、鐵、鎳、鈷、鉛、鉻、鈦、金剛石、及翡翠等。
溫泉區域	硫磺、土碱、砒。
砂岩區域	石油、天然氣、煤、鐵、瀝青石及玻璃陶土原料。
頁岩區域	煤、瀝青石、油頁岩、鉛礦、錳土礦。
粘土區域	錳土礦、鐵、耐火土、瓷土。
紅色岩層區域 (包括紅色砂岩及頁岩)	石膏、石鹽、石油、天然氣、土碱、芒硝、硬石膏。
石灰岩區域	石灰岩、白雲石、菱鎂礦、重晶石、錳土礦、脈石、及銅、鉛、鋅、銀、汞等礦脈。
沖積岩區域	砂金、鐵砂、鉛、錫、鎢、銻、鉬、銻、銻、銻、磷灰石、剛石、瑪瑙、石榴子石、硬玉及其他寶石。
風化殘餘區域	鋁土礦、錳礦、褐鐵礦、鈷土、自然金、自然銅及瓷土等。
片麻岩區域	含金礦脈、剛石、石墨、脈石。
片岩區域	金、銅、鐵、銀、鉛、蛇紋石、滑石、石棉、石榴子石、石墨等。
板岩區域	金、銻、汞、砒等礦脈、剛石。
大理岩區域	大理岩、石棉、蛇紋石、菱鎂礦、白雲石、古綠石。
侵入岩與石灰岩之接觸地帶	銅、鐵、鉛、鋅、石棉、石墨。
侵入岩與頁岩之接觸地帶	銅、鐵、銀、銻、汞、砒、剛石。
侵入岩與砂岩之接觸地帶	銅、鐵。

(10)我國礦產資源概述——我國礦產豐富，惟其真確價值，尚無定論，茲暫就已知材料，將我國各種主要礦產資源之型式分佈，擇要敘述如下：

(甲)煤——中國煤之儲蓄量，據民國二十四年之統計，爲 243,669 兆噸，居世界第三位，其中以晉省最多，佔總數之半，其他省份，列其次序爲陝、川、豫、冀、遼、湘、魯、滇等省。就煤質論，烟煤爲 194,164 兆噸，無烟煤 45,950 兆噸。褐炭最少，僅 3,410 兆噸。烟煤之能煉焦者，雖未詳計，或可達小半數。西南各省煤儲量，以川省居首，質多烟煤，頗適於工業之用。滇省之褐炭，適於低溫煉油，亦甚重要。

(乙)石油——中國石油，可分爲七區：(1)陝北盆地區；(2)四川赤盆地區；(3)甘肅走廊區；(4)準噶爾盆地區；(5)塔里木盆地區；(6)柴達木盆地區；(7)康滇邊緣區。其中(6)(7)兩區尙未證實。儲油層時代，陝屬三疊紀侏羅紀，川屬三疊紀至白堊紀，甘新俱屬白堊紀至第三紀。以最後一類產油最豐。生油層時代則有二疊紀及三疊紀話說。中國之第一油井，在陝北延長，光緒 33 年開鑿。甘肅油礦於二十八年出油，爲中國具有現代化油井之始。四川油礦探勘處在綦江探油達 1,400 公尺，完成我國唯一之高壓天然氣井。他如自流井及隆昌，亦產天然氣。近據報載，四川江油發見油苗質地甚佳，但據專家探測，希望並不甚大。

(丙)鐵錳——中國鐵礦儲量據民國二十四年統計，爲 1,206 兆噸，但多數重要鐵礦，均未計入，東北四省佔總量 72.2%，華北佔 14.3%，長江流域 10%。據最近調查，福建儲量甚豐，有成爲重要鐵礦區可能。西南各省，以西康最重要，貴滇川次之。就礦床型式論，太古紀變質礦床佔總額

70% 以上，分佈於遼寧及河北東部，稱爲遼寧式。次爲水成礦床，佔總額 10%，如四川綦江（綦江式），宣化龍關（宣龍式），湖南、湖北、江西（寧鄉式）及四川盆地之菱鐵礦結核（威遠式）。與火成岩有關之鐵礦，如接觸變質及熱液變質等，分佈於沿江沿海一帶。至風化殘餘礦床，則以河南山西一帶之山西式較爲重要。錳礦以湖南湘潭儲量最豐，耒陽一帶次之。廣西之武宣桂平亦多錳礦。近來在黔省遵義湄潭，亦有發現。

（丁）銅——西南各省爲我國產銅較豐之區，可分爲三式：（1）東川式，係脈礦而與中性侵入岩有關，屬中深熱液一類。雲南之會澤，及西康之會理、越雋各礦均屬之。（2）玄武岩中銅礦或脈狀，浸染狀，杏仁狀，屬低溫礦床，分佈散漫，無大價值。（3）紅色層式，產於白堊紀三疊紀之紅色層或二疊紀煤系中，乃屬次生礦床。西康會理之鹿敏，貴州威寧之總卓及雲南永勝俱屬之，分佈廣而含銅低。

（戊）鉛鋅銀——中國鉛鋅銀礦產地雖多，而有經濟價值者尚少。目前所知，仍以湖南水口山爲最重要，成囊狀、脈狀，產二疊紀石灰岩與花崗閃長岩之接觸帶，次其雲南會澤及西康會理，各產礦石數百噸。滇南瀾滄之班洪募迺，鉛銀礦甚多，遺渣遍地，想見昔日開採之盛。湘中與花崗岩鄰近處，希望甚大。礦床型式，高溫中溫及低溫俱有。就其與母岩之關係，又有酸性、中性、或鹽基性之別。

（己）鋁——可供製鋁及鋁合金之原料，其重要者有二：一爲鋁土礦，一爲明礬石，尤以前者爲重要。我國遼魯黔閩等省俱經發現，可分爲二式：（1）近代侵蝕殘餘礦床或呈結核，產紅土中，閩省漳浦產之，矽低鐵稍高；（2）石炭二疊紀

前侵蝕殘餘物，後經遷積而成。均成層狀。儲量大，總計不下數萬萬噸。惟含矽較高，但貴州所產者，約在 10% 以下，現擬加以開發製煉。明礬石產於中生代火山岩系中，係由上升熱液蝕變圍岩而成。浙閩及皖長江兩岸分佈甚廣。

(庚)錫鎢鉍鉬礦——此類均為高溫礦床，與花崗岩有密切關係。我國產地可分兩大區：(1)南嶺區，此又可分為五帶，走向約南北而偏西：I. 丹池賓陽帶，錫鎢共產，兼含銻銅鉍鉬。II. 湘桂帶，北起東安，南迄信都，僅恭城信都產鎢，餘皆錫多於鎢，在八步一帶，開採最盛。III. 湘南粵北帶，北起大義山，中經香花嶺，南達英德，錫砒共生，兼含銅。南段鎢多，兼含鉍鉬。IV. 湘東贛西帶，以鎢為主，兼含鉍錫鉬。贛南各礦，最為重要。V. 滇南帶，以箇舊之錫，最為重要，其附近亦產鎢。(2)沿海區，此又可分為兩帶：I. 粵海帶，西始領縣，東達揭陽，中至海南島，俱錳多於錫。II. 閩浙帶，北起青田，南迄永泰，以鉬為主，兼含鉍鎢。河北撫寧蘆榆產鎢，為華北唯一產地。

(辛)汞——我國汞礦，多集中於西南各省，尤以黔省產地最多。大致可分為三區：(1)川湘黔桂邊緣區，產量最多，以湘黔邊區為尤要。(2)黔中滇南區。(3)滇康邊緣區。甘肅岷縣及新疆天山北路，近均有發現。汞礦成因，乃屬低溫熱液而與火山岩有關。川邊西陽秀山之汞，有成沖積礦床者。

(壬)其他非金屬礦產——此可包括九類，茲分別述之：(1)鹽類，如食鹽硝鹼等等，在西南各省，係產於中生代地層中。(2)耐火材料類，如耐火泥、石英岩、菱鎂礦、白雲石、各種鋁礦物、石墨、及石棉等。耐火泥、石英岩及白雲石產地

甚多，但質純者，並不多見。菱鎂礦尤少，現知者僅遼寧之大石橋一處，質量均優。綏遠及湖南為最有希望之石墨產地。西康之變質岩區域中，產有石棉，現已發現多處，品質甚佳。

(3) 熔劑類，如氟石、重晶石、石灰岩等。氟石產於浙江之火成岩中，最為豐富。在南嶺之錫礦區域中，分佈亦廣。川黔一帶，近亦發現，係屬低溫脈礦。因煉鋁需氟石，故甚為重要。

(4) 研磨料類，如剛石，產於河北平山及雲南龍陵，石榴子石，則在西康之變質岩區域中發現多處。(5) 絕緣材料類，天然產出者以雲母為最重要，西昌產者，質純片大，尤稱上品。

(6) 肥料類，以磷酸鉀鹽為最重要，昆明附近新發現之磷灰岩礦，質量均佳，甚堪重視。(7) 陶瓷及玻璃原料，雖屬尋常之類，然質純者殊少。福建全省為富含長石之火成岩所分佈，故上等高嶺土之產生，最有希望。貴州近製玻璃甚佳，以其原料較純之故。(8) 寶石類，綏遠之大青山，滇西及新疆南部為搜尋寶石之有望地帶。(9) 其他零星用途類，如硫黃、砒氧之供消毒及農用，酸性白土之供濾油，重晶石用於造紙，亦為工業要品。酸性白土，在川黔閩等省，近來發現甚多，頗堪注意。

## 第十四章 山脈之生成及其構成史

### (一) 意義

山之定義爲何？甚不易確定，普通稱爲山者，乃比較顯明之高地而已。一座孤山，稱之爲嶽，如泰山是也。羣山中最高之山，稱爲峯 (Peak)，若係綿亘之山，稱爲嶺 (Ridge)，如太白山，吾人可以稱爲山峯，北平之西山可單稱爲嶺。諸山蒼聚排列成行者，稱爲山脈 (Range)，至峯巒起伏，無一定方向者，則稱山地 (Group)。多數山脈，排列成行，且約略在同一時代造成者，稱謂山系 (Mountain System)，如美國之落機山，自 Mexican 向北經美國，以至坎拿大西部，包括山脈甚多，其掀起近於同時，故稱落機山系。山系與山脈相聚，但非屬同一時代造成者，稱爲山帶 (Mountain Chain)，例如 Appalachian Chain 是也。多數山帶相合，則稱爲羣山 (Cordillera)，例如在北美西部所有山脈，自 Rocky Mt. 之東邊，起至太平洋海岸，統稱之爲北美羣山 (North America Cordillera)。

### (二) 山之生成

山之生成，原因不一，其主要作用有三：即火山活動，地殼運動及侵蝕作用是也。普通單獨之作用較少，往往兩種或兩種以上作用之重合，而產生複雜之結果。茲將每種作用，分述如下：

1. 火山 (Volcanic Mountains) —— 此種山脈之產生，係由於熔岩及其他噴發物，堆積而成，世界著名之高峯，如 Andes 山之 Aconcagua 峯 (23,393 呎) 及非洲之



Kilimanjaro 山 (19,321 呎)，皆直接由火山作用所造成。雖然一部分高峯係位於高原之上，是以真正由火山作用所成之高度，每較高出於海平面之高度為少也。他若多數之火山島，夏威夷羣島等，亦為火山所成，其中一部分乃直接位於深海底之上。

若干火山，如維蘇威火山，乃位於比較平緩地面之上，成孤獨之火山錐。其他高火山錐則互相密接成羣，如美國 Arizona 高原上之 San Francisco Mts. 是也。有者沿斷層或地殼之弱線排列而成規則之條狀。凡山脈直接由火山噴發而成者，常稱為堆積山 (“Mountains of Accumulation”)。在火山作用廣佈之區域，火山物質造成廣大之高原，如黃石公園東之 Absaroka 高原。其後經河流之侵蝕，將此高原，分割成嶺，故論成因，乃堆積與侵蝕兩者聯合而成。在火山活動熄滅已久者，河流或冰川之侵蝕，常可使火山改變其形狀及大小。

2. 高原殘留山 (Plateau Remants)——高原經河流侵蝕之切割，積久其餘留部分，每較四圍為高，亦稱為山，在美國西部之多數大孤山，即為適例。紐約洲之 Catskill Mts. 乃一廣大高原之殘留，大部分被河流洗刷而去。此種高原之殘留物，亦稱為侵蝕山 (Mountains of erosion)，但侵蝕之產生，主要係由於地盤之上升，故侵蝕山乃地殼運動及侵蝕作用聯合之產物也。在高原中殘留山之形式及分佈，恆以岩石之種類及構造而定。水平之水成岩層或質地一致之火成岩，被樹枝狀之河流切割後，殘留山多保存於分水嶺處或近於主河之發源處。

3. 由地殼運動而成之山 (Mountains by Crustal Movements)——火山及高原殘留山，以地質而言，雖甚重

要，然地球上大多數之山，均係直接或間接由地殼運動而生。在幼年期山系中，多數山嶺，乃直接由此運動而成。而在較老地帶，則常受劇烈之侵蝕。故雖然現在山嶺主要係由侵蝕而成，但由地殼運動而產生之特殊構造，在山脈分類中仍佔重要之地位也。依照運動之性質，此類山脈可分為四類：(1)由於大規模之斷層，而將岩塊掀起一部者，由此種作用所成之山，稱為斷層山 (Fault Mountains)。(2)由於垂直運動，而將岩石拱起成穹狀者，在平面視之，或為圓形，或為橢圓形，由此種作用所成之山，稱為穹地山 (Dome Mountains)。(3)由於側壓力，使地殼褶縐成較大之背斜層及向斜層者，此種則稱為褶曲山 (Fold Mountains)。(4)由於褶曲及斷層兩種作用聯合而產生者，有時尚混雜以火成岩之侵入，此種所成之山，稱為複雜式 (Complex type)。茲分述如下：

### (1) 斷層山

設有一組交錯之裂縫，深達於地殼以內，而將地殼分成較大塊體，由此種岩塊運動之關係，直接可產生山脈，其運動之方法為：(a)若一區域原為一甚高之高原，一部岩塊，陷落數千呎，致與其原來高地位之其他岩塊脫離，而成山脈。(b)不問其原來之高度為何，一部分岩塊由於垂直方向力之關係，升起達相當高度，而與其較低之相聯岩塊脫離。(c)所有岩塊可向下或向上運動，因其各塊運動參差不一，故最後必有此高於彼者。(d)岩塊可以掀起，一邊升高，則相反之一邊必陷落。不論上述四種之運動性質為何，凡由於斷層而成之山脈，統稱為斷層山或斷塊山 (Block Mountains)。正斷層及逆斷層，皆可產生此種山脈 (圖 36)。

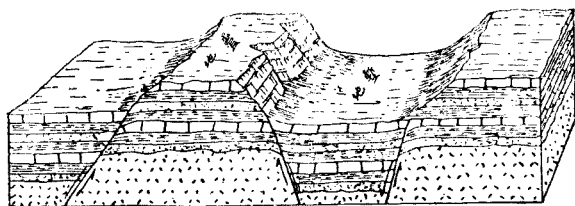


圖36 簡單正斷層所成之山脈，地壘成山，地壑成低地。

斷層塊之存於今日者，常受侵蝕而生相當變化，雖然如此，其引導侵蝕之主要因素，仍為原來斷層之關係，是以若以原來構造為主，山脈雖因侵蝕而大部變形，仍然稱之為斷層山也。

破壞程度不等之斷層山，在世界各地分佈甚廣，美洲、非洲北部、中亞細亞、日本、Arabia 及其他各地，皆可見之，尤以 Nevada 及其附近，最為完美。該地在昔日，其厚層水成岩曾經褶曲，並產生逆掩斷層，繼之以火成岩體之侵入。至最近，此種古老變形之地殼，又因斷層而破裂，遂產生現今之山脈。

### (2) 穹地山

山地之由地殼上升成穹狀形者，不論其大小及上升之原因為何，統稱之為穹地山。其最簡單者為由岩漿侵入於岩層之下，致隆起而成岩盤狀之穹地者。此種穹地，能巍然成山者，往往先經侵蝕，去其鬆軟之覆蓋岩石，而露其堅緻之火成岩體，成為圓形或橢圓形之嶺。其範圍較大者，以美國 South Dakota 之黑山 (Black Hills) 最為著名。其平面約成橢圓形。長 100 哩，寬 50 哩。

### (3) 褶曲山及複雜式山

岩石經劇烈褶曲及斷裂而成之山，統屬此類。世界上包含

褶曲水成岩之大山帶，乃此種構造之顯著部分，此種山帶，除褶曲而外，雖尚有斷層及火成岩侵入等情形，然往往併於褶曲山一類，直言之，任何大小系，其構造每相當複雜。雖有時其外表構造呈有規則之層次，如瑞士之 Jura Mt. 及北美之 Appalachian Mts. 即為適例。至於歐洲之 Alps 及美國之 Rocky Mts. 則除褶曲外，尚有劇烈之逆掩斷層，故為複雜式之適例。但 Appalachian Mts. 之若干部分，亦有逆掩斷層相伴生。有時其複雜亦不亞於 Alps，故欲將褶曲山與複雜式山，區分甚清，實不可能，不如將其併為一類為便也。

以地球整個而言，此類山脈為最佳地質現象之呈現，因此可以觀察較老岩層之種類、厚度、構造、及其中所含之礦床及化石等，用以開採富源及推測以往之歷史。故研究此類山脈，實為地質學發展之基礎。褶曲山在我國亦屬常見，其較著者如秦嶺、陰山、崑崙及天山，皆由褶曲而成今日之高山。

### (三)山之構造史

一標準具有褶曲構造之山系，其生成之歷史，可分為三期：(1)初期或沉積期 (Preliminary Stages)，未來山帶之地位緩緩下沉，堆積厚層之水成岩層；(2)變動期 (Stages of Crustal Movement)，產生褶曲及有關之構造現象，並有初步上升作用；(3)後期或侵蝕期 (Subsequent Stages)，地層掀起後，隨之以侵蝕及重覆之垂直運動，而將山形改易。此種構造史之分期，甚適於用，惟須注意者，即其各期間，並無顯然之分界，且有時尚可近於同時進行也。因地殼變動，常週而復始，故造山未久，侵蝕未深，變動之力，又復蹶起，是以各期彼此超覆及侵吞等現象，甚為常見。茲分述於下：

(1)初期——世界各地大山，皆由極厚之水成岩，如礫

岩、頁岩、砂岩及石灰岩等組合而成。其厚度在昂白山及 Alps 約爲 50,000 呎，在 Rocky Mt. 約爲 30,000 呎，在 Appalachian 約爲 25,000 呎。造山之地層，距山愈遠，逐漸減薄，以至於無。而砂岩及頁岩等，皆爲距海岸甚近之沉積。但今日淺海之部，深達數萬尺者，從未之見。故欲造成數萬尺厚之地層，必須假定在舊陸沿岸之處，有一逐漸下沉之海底，因其逐漸沉降，故沉積得進行無礙。此種逐漸下沉之深淵，地質學上稱之爲大內斜，我國秦嶺崑崙天山等，以前皆爲大內斜層，經過地殼褶曲等作用，而成今日之高山。

(2) 變動期——沉積侵蝕，進行不已，地殼之岩塊，因失其均勢之地位，遂生運動，主要者爲褶曲，其力之方向乃與地面平行，已述於前。此種褶曲不僅異常緊密，致其兩翼互相平行，有時且因壓力劇烈，而成倒轉，或使岩成破裂，產生較複雜之構造，此種由圖 37 可見之。當褶曲掀動之時，地內熔岩常乘隙而起，或侵入岩層，或熔其圍岩而代之，遂使地層愈高且厚，在大山脈之中部，每有巨塊火成岩，卽此種熔岩之凝聚者也。山脈之構造至爲不一，有形式簡單，地層成對稱式之褶曲，如瑞士之 Jura Mt. 卽爲適例。亦有構造複雜，褶曲斷裂交互而生者，如歐洲之 Alps. 卽其適例也。\*

欲定造山期之地質時代，須觀察褶曲部分最上層之年代，及未褶曲部分最下層之時代，二者之間，卽造山期之時代也。倘二者之時代，相距甚遠，則造山時代，不易確定。地殼上主要山脈造成之時期有五：——

\* 褶曲如 Jura Mt. 者，稱侏羅式，如我國四川盆地中部之山脈。如 Alps Mt. 者，稱爲阿爾卑斯式，如我國之熱河北票，震旦紀灰岩覆於白堊紀礫岩之上。

一、在寒武紀以前，即古生代及元古界之間，稱之為 Huronian 期。

二、在志留紀與泥盆紀之間，稱為喀里道尼亞期，如現在之 Caledonian 山脈是。

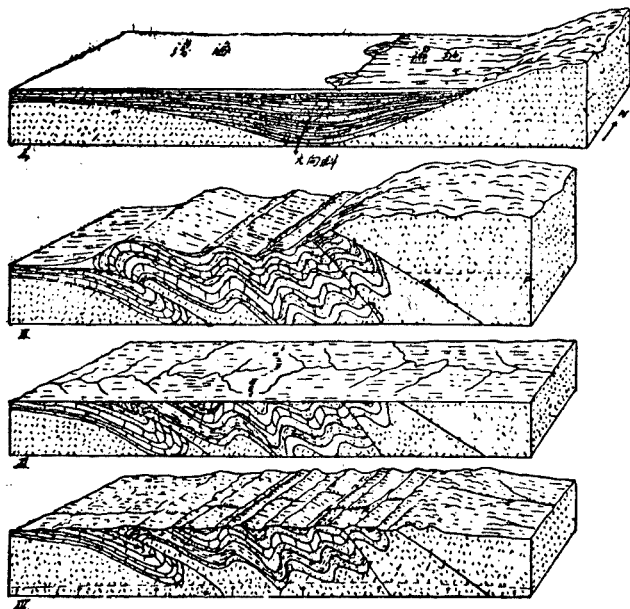


圖37 示 Appalachians 生成之歷史

- (I) 大向斜及老 Appalachia 陸地之邊 (包含花崗岩及變質岩)。  
 (II) 大向斜中之岩石產生褶曲及逆掩斷層，其後經侵蝕而削成平原 (P 線示之)，在此線上岩石之厚度，即表示侵蝕之工作。  
 (III) 在中生代之末，Appalachian 幾成一侵蝕平原。  
 (IV) 在第三紀時，地盤上升，較軟之岩石侵蝕而去，堅硬者殘留成嶺 (破線相當 (III) 之底，其多出部分即代表上升者)。

三、在石炭紀末，爲德國之 Hercynian 山脈隆起之時候，M. Bertrand 氏特稱爲海西寧期。

四、在中生代末之 Laramide 及我國之燕山期運動。

五、在第三紀中，爲喜馬拉雅及 Alps 山造成之時候，第三紀之末，爲 Cascadian Revolution. 尙有甚多較小之局部變動，不在其內。

(3) 侵蝕期——山脈之形狀，雖與其原來構造有關，然以後之侵蝕作用，亦影響甚大。蓋地層掀起後，隨之而侵蝕，歷時既久，則將由高峯變爲丘壑，由丘壑而削成平原，迹其歷史，可分爲三步：(1) 山脈之少年時代，地層掀起不久，侵蝕最盛，常成險峻之山嶺，溝谷縱橫，深淵莫測。背術層多成山頂，向斜層則成山谷，我國太行祁連諸山，卽屬此類。(2) 山脈之老年時代，侵蝕漸深，則高峯峻嶺，逐漸消滅，谷面開展，山坡漸平，侵蝕之力已較弱，浮面地層移去，則內部堅質岩石，更難磨削。故此時之侵蝕，阻滯較多，其山形多低平渾圓。(3) 平原時代，若侵蝕作用繼續進行，則山脈終有削平之時。然山愈低平，侵蝕力亦愈弱。故欲真削成平原，不但需時甚久，且事實上亦屬不易。因此其所成者，乃近於平原之地形耳，此卽稱爲侵蝕平原。惟地殼變動，常週而復始，山由少而老後，如地殼又起變動，則可返老還童，如是循環，可再至數次者，此與前述之河流侵蝕循環之說，同一原理也。

#### (四) 中國地殼運動概況\*

關於我國地殼運動，其可考者，歸納之可分爲四大期：

\* 見於謝家榮氏著：中國之礦產時代及礦產區域一文，地質論評第一卷第三期。

(1) Caledonian 運動；(2) Hercynian 運動；(3) 燕山或震旦運動，(4) 喜馬拉亞運動。上列各期中，以燕山或震旦運動，序幕繁多，動力劇烈，而分佈亦最普遍。在 Caledonian 運動以前，雖尚有若干變動，惟以變質過深，研求不易，茲不具論。

一、Caledonian 運動——此種運動，在天山崑崙已見其跡，粵桂湘等省，更爲明顯，因首見於廣西，故丁文江氏稱之爲廣西運動。本期運動之跡，可由志留紀變質層與泥盆紀未變質地層間之不整合，測定之。丁氏以爲蒙古及天山崑崙等地，本期運動似已存在，惟西安以東，則僅有造陸運動，而由假整合表示之。在寧鎮山脈，二者之間，仍似有一假整合。是以本期運動雖在揚子江流域漸趨微弱，然多少尚波及於揚子江下游也。

二、Hercynian 運動——此期運動在天山阿爾泰山秦嶺等地，甚爲發育，俄人 Mushketov 嘗稱之爲天山運動，可分爲前後兩期：(一)前期發生於泥盆紀與下石炭紀之間，或下石炭紀之後；(二)後期發生於上石炭紀之末。中國中部及東北部，本期運動似不明顯，或由造陸運動代表之。西南各省，則又極爲發育，因石炭二疊紀與泥盆間之不整合，在在可見。又據李四光氏等在寧鎮山脈間之地質研究，謂本期運動可分爲六期：(一)江南運動，由烏桐系與高家邊層之假整合推知之；(二)建康運動，界於金陵灰岩與高驪山系間，由假整合代表之；(三)淮南運動由和州灰岩及黃龍灰岩間之假整合定之。(四)昆明運動，由黃龍與船山灰岩間之不整合定之；(五)東吳運動，由樓霞灰岩與龍潭煤系之不整合推知之，各地受其影響者甚廣；(六)蘇皖運動，即龍潭煤系與青龍灰岩間不整合定之。以上各期，除昆明運動及東吳運動外，多係局部或短時間



之變遷。茲爲簡單計，將本期運動歸納爲三幕如下：

(一)第一幕，包括江南建康淮南各運動，其時期自下石炭紀至中石炭紀之間。

(二)第二幕，即昆明運動\*，發生於中石炭紀與下二疊紀之間。

(三)第三幕，包括東吳蘇皖及金子三運動，其時期自中二疊紀至三疊紀之間。

三、燕山運動亦稱震旦運動——其主要動期大體相當於 Laramide 運動，即侏羅紀以後之構造期也。燕山之名始創於翁文灝氏，初以爲僅限於華北，今乃知其實普遍於全國，且因此運動所成之山脈，俱成東北西南向，即震旦方向。翁氏對於燕山運動分爲兩期：甲期在侏羅紀末白堊紀初，乙期則在下白堊紀之後，以強烈褶曲及逆掩斷層爲其特徵。其後丁文江氏復於甲期之前，另增一期，謂在三疊紀後與侏羅紀始之間，見於我國之雲南及四川等處。

四、喜馬拉亞運動——此爲第三紀後之地殼運動，在我國似不甚重要，其運動似有愈西愈爲強烈之勢，新疆甘肅等省，相當於漸新統及上新統之運動，俱甚劇烈。

\* 昆明運動乃李四光氏命名，丁文江氏則稱爲越南運動。

## 第十五章 地球之歷史

(1) 概述——凡研究地球自古迄今所經過之歷史，稱爲地史學，地質學家就一地層，考定其上下之界線，或用直接觀察，或由間接推算，以決定其近似之年代，或根據岩石之性質，化石之特點，以斷定地層之種類。如條件缺而不全，則引他處之上下相同之地層，以間接決定之，然後逐步綜合連綴，以求得其時代上之順序，更於其中，依化石之存在，作爲地史分期之標準。地質學年代之觀念，切實言之，乃起於一地層與海洋之關係。凡一地層，由下而上，如先爲淺海岩石，愈上而愈進爲深海岩石，則可斷定其有一海水之淹進現象。反之，在此同一之岩石，如海水漸退，則其由下而上之移變，與前恰相反。此種海水之一進一退，在岩石上，切實表明者，爲一週期，此卽年代觀念之起點也。據世界地質學家討論之結果，將地史分爲四大代，每代又分爲若干紀，而每紀中又可各就本地特殊情形，分爲系統層等名目。茲將其列表如後（地層時代簡表）。

地球之年代，雖經學者用各種方法計算，而結果懸殊，尙未一致，普通約略估定，第四紀冰川期之年代爲五十萬年，第三紀年代爲四千九百五十萬年，然亦尙難作爲定論。但可斷言者，爲新生代之年代，必爲最短，中生與古生二代，地史記載甚詳，其年代較新生代爲長，然猶遠不及太古代及元古代兩者之久。茲將各時代時期之長短，列表如 38 圖，並分述其大略情形如後。

地層時代簡表

代	紀	地殼運動及古代生物狀況	距今年數	
新 生 代	第四紀	近代		
		鮮新統	冰川	
	第三紀	上新統	人類與猿類分枝	五十萬年
		中新統	哺乳類全盛時代	一千萬年
		漸新統	哺乳類發展時代	一千七百五十萬年
始新統	近代型哺乳動物之出現	三千萬年		
中 生 代	白堊紀	恐龍兩棲鳥類全盛時代，顯花植物開始。	五千萬年	
	侏羅紀	恐龍全盛時代		
	三疊紀	哺乳類之出現	一萬七千五百萬年	
古 生 代	二疊紀	冰川，造山及造陸運動		
	石炭紀	造煤時期，爬蟲及昆蟲出現		
	志留紀	陸地生物出現		
	泥盆紀	魚類出現	二萬九千萬年	
	奧陶紀	筆石全盛時代	三萬五千萬年	
	寒武紀	三葉蟲全盛時代，生物開始繁殖。	五萬萬年	
元古代	震旦紀	生物痕跡，大陸冰川		
	五台系	地殼運動	十一萬萬年	
太古代	泰山系	火山活動，地球初期。		



西伯利亞大陸是也。其餘如芬蘭亦有一部分。太古紀岩石在中國北方露頭甚多。在山東東部、滿洲尤著。內蒙古、山西、河北各處都有露頭。此項最古之岩石，威烈士氏特稱爲泰山雜岩，因造成泰山之岩石，據勃拉克韋特氏之觀察，皆係屬於此類，其中大部岩石爲各種片麻岩。至於元古紀地層，處於太古紀與寒武紀地層之間，所有與寒武紀地層相接處，皆不相銜接。岩石之變質現象，弱於原始地層，而水成岩之特質，則較爲顯著。如砂岩、石英岩、以及其他之淺海岩層，皆可於其中遇見。至於石灰岩則不多見。有時亦可尋得，多呈鱗狀，而其層甚薄，此地層以在 Canada 之阿爾昆克地方者，其特質爲最具備。至於冰期現象，亦惟於此處之地層見之，其最具有特質之冰期底堆石，即於其中覓得，憑此可以推知當時之氣候。其地層可分爲兩級：在上者稱爲 Kewenavien 地層，其平均厚度納 15000 公尺。在下者稱爲 Huronienne 地層，平均厚約 6000 公尺。後者之在 Canada 者，有一東西方向之褶曲，因此地質學者，又設想當時曾有一山脈，名之爲 Huronienne Mountain。但其在瑞典及芬蘭者，其方向爲南北向，在亞洲之西伯利亞者，則兩種方向皆有，此紀地層之不連接現象，與其特殊之厚度，可證明其陸地之侵淹於海中者甚久。在古生物學方面，如藻類有孔蟲、放射蟲類等，皆經發現。在美國又曾發現節足動物，地質史中之有確實生物，實自本紀始。此項生物，雖屬幼稚，然皆非甚低等者。則以前時代中，必尚有生物較此更簡單者，爲其始祖無疑，是以又可反證，太古紀之已有生物存在矣。

據威烈士及勃拉克韋特兩氏在中國調查之研究，中國屬於元古紀者，可分爲兩系：在下者稱爲五台系，在上者稱爲震旦紀 (Sinian)。此兩系之岩層不相整合，五台系岩層多屬各

種片岩及石英岩，層疊凌亂。屬於震旦紀之岩層，大都平列，或傾斜甚緩，岩質多屬石灰或泥質，表示震旦紀之岩石，乃在深海底造成。在此時地球上之氣候，至少有數處甚冷。挪威、澳大利亞、南非洲皆有冰川流徙，我國西南雲南、貴州、湖南、湖北、及廣西、安徽等處，皆見冰川之遺跡，以宜昌峽口南沱附近為標準。其上部冰堆石厚達 30 公尺，乃係大陸冰川，由此以往，即漸漸與寒武紀相近。

(3) 古生代——太古代之末，古生代之初，全地球幾皆有劇烈之變動，故寒武紀地層，皆不整合於太古代之上。此代地層，變質極淺，生物遺跡，又多確實可考，故其地質歷史，知之甚詳。當寒武紀開幕之時，中國之大陸在南方，中部秦嶺一帶仍是陸地，似成股形之半島，其餘各處，皆被海水淹沒。惟其時之海洋初由西南侵入，水並不深，即山東之高地，亦漸成海底。此海名為饅頭海，與印度北部澳大利亞之海直接相通。在以上各地之海水中，皆有一族三葉蟲，稱為 *Redlichia*。饅頭海與歐洲之前寒武海，交通隔絕，當時西伯利亞之西部亦為大陸，故歐洲海裏之生物，不易遷至東方。至寒武紀中期，歐洲之寒武海由大西洋方向面東方前進，同時亞洲之寒武海由東南方向西北方前進，中國境內海水漸深，於是海禁大開，外來之生物繁殖，三葉蟲尤佔勢力。北部裏海，又素與北美相連者，故當時海中生物頗多與北美相似。由寒武紀之初期，至奧陶紀之中葉，中國之寒武海中，極形安靜。及至奧陶紀之後期，各處海底，似乎稍有起有落。起落較著之處，如皖北及滇東等地，甚至有出水面者。當奧陶紀時代，中國海中之生物羣，顯然分為兩羣：南生物羣與歐洲同時之生物接近，以 *Orthoceras*, *Discoceras*, *Cyrtoceras*, 及 *Graptolites* 等為特色。北生物羣，則與

北美同時之生物，關係甚為密切，以 *Actinoceras*, *Maclurea* 等為特色。兩生物羣之領地分界之處，大致與現今之秦領地域相符合。當奧陶紀之後期，中國北方為水淹沒，至奧陶紀將要告終之時候，連中部之山脈，至少有一部分，亦沉入海底。其所佔之地域，大概係自北方各省之南部起，到長江流域，再由川西到雲南，再西南向交趾緬甸方面擴展，當時大陸，大約在中國之東南方。

志留紀將告終時，在歐洲發生劇變，稱為 *Caledonian Movement*，蘇格蘭、瑞典及挪威之構造，即大部為此次變動之結果。北美較其稍早，亦有變動，稱為 *Taconian Movement*。我國揚子江以南，如貴州東部，湖南、江西、安徽至江蘇南部，亦受此變動而成所謂江南大陸，其時代約在中泥盆紀與下志留紀之間。

石炭紀之初，歐洲海流，復經喜馬拉亞及南山海灣，而入中國南部各地，其時北方多大陸，有石炭沉積。至下石炭紀之末期，即莫斯科期 (*Muscovian*) 或中石炭紀之初，海面漸向東北方擴張，於是自泥盆紀以來之大陸，竟被淹沒。此時中國北部，又與寒武奧陶紀時相同，成了一片汪洋。莫斯科期方欲告終，中亞大陸又起變動，中國西部，由南山以至雲南，原在下石炭紀之海底，因此次變動，昂出水面。中亞之鼓動，雖如此激烈，而中國之東北部，彷彿受影響甚微，此時已至中石炭紀之末造，中國西部方出水面，又繼以陸沉，於是西藏島以東，又成深海。此次變動之結果，即將歐亞非大陸分為南北兩大陸，北大陸稱歐亞大陸，南大陸稱印非大陸、古地中海橫斷其間。所謂古地中海者，即現在之地中海以東，經過小亞細亞、波斯北部，印度北部，直至中國之一個長形之海。現在地中海，即為太

古地中海之一部遺迹。地質學家稱此次變動，爲 Hercynian Movement。至石炭紀之末，中國大部多成陸地，故石炭沉積，南北皆盛，至二疊紀，而復有海侵。

古生代之植物，大部爲隱花植物，如海藻羊齒石松及木賊草等類。海藻在寒武紀以前，已屢見之，而爲造成石灰岩之原料。石松木賊羊齒等類之發育，至古生代下半期爲尤甚，常造成巨大森林，而在今日，此項植物，長不過數寸。顯花植物如蘇鐵松柏等科，石炭二疊紀地層中常見之。古生代動物，以海生無脊椎動物爲最重要，如筆石類、珊瑚類、棘皮類、腕足類、腹足類、斧足類、頭足類以及節足類之三葉蟲等，皆甚爲發育。至昆蟲一類，在古生代後期，始漸發達。脊椎動物，始見於志留紀，爲輻骨魚類，至石炭二疊紀，歪尾光鱗魚與肺魚極多。兩棲類起源於石炭紀，且以石炭紀與二疊紀爲其發育最盛時代。

(4) 中生代——自 Hercynian 大陸改造以來，歐亞大陸在北，印非大陸在南，中有古地中海隔斷。此古地中海之東部，卽爲現在之中國。至三疊紀之初期，古地中海之極東，至少有一部分由海底隆起。此塊隆起之地盤，實與現今之秦嶺及中國東部各省相當。因中部凸出水面，故北方之淺海，與南方川鄂間，湖南貴州滇東之海灣隔絕。北方之海，愈至西北愈深。至三疊紀之中期，歐亞大陸稍有更換，陸地往北退，海水隨之往北侵，故其時東南歐之深海，侵入德國，而同時喜馬拉雅之深洋，亦往東北方擴張。中國西南方，當然受此次變動之影響，海水變深，於是中段石灰質之岩石發生，其時中國西南方之海，與德國之海，相通無疑，因此兩處生物羣，彼此相似。其後深海又往西南方退出海灣，自此以往，北方之海向西北方退，南方



之海向西南方退，至侏羅紀，皆爲大陸沉積。產煤特盛。其植物羣與西伯利亞及 Spitzbergen 之植物羣，關係甚爲密切。可知當時北方與西伯利亞及 Spitzbergen，皆屬於一個大陸。地質學家 Suess 氏稱此大陸爲 Angara 大陸，與南方之大陸，即印度一帶之大陸，爲 Gondwana 大陸。中間之海，爲古地中海。

中生代之生物，與古生代全不相同。海生無脊椎類及植物，皆漸漸與現代所產相近。脊椎動物則尙多異種。植物中羊齒類尙盛，裸子植物之蘇鐵及松柏二科，較古生代加多。三疊紀始見被子植物之單子葉類，其雙子葉類則始見於白堊紀。古生代之四射珊瑚至中生代完全消滅，而易以六射珊瑚。棘皮動物如海百合及海膽等，皆極盛。腹足類大爲減少。而頭足類及斧足類，卻甚繁殖。其中最重要者，爲頭足類之菊石類，但至白堊紀之後代，此盛極一時之菊石類，盡皆滅亡。至節足類之三葉蟲，至中生代已經絕跡。昆蟲類漸與現代相近，約有一千種。硬骨魚至三疊紀大爲增加。兩棲類漸減少。鳥類始見於侏羅紀，發育甚速。至爬蟲在三疊紀數目大爲增加，其次侏羅紀，殆爲爬蟲類之極盛時代，以魚龍類、鱉龍類、鱷龍類、翼龍類爲最多。恐龍亦頗盛。體幹偉大，縱橫於海中空中以及大陸之上。

(5) 新生代——新生代距今最近，故當時地形，已漸與現代相似。深入內地之海灣，已不多見。惟歐洲中部，亞洲北部及喜馬拉雅一帶，於第三紀時代，尙屢受海侵。此代岩石，大都質地鬆疎，與古代之堅密石質，全不相同，地層分佈，亦不甚廣。蓋是時代規模之海侵，已不多見矣。惟至新代之中期，大約係中新統時代，世界又發生大變動。歐洲 Alps 山脈，其影響

及於全歐。亞洲時間稍遲，亦發生喜馬拉雅山脈。中國本部在中生代末期，發生兩大山脈，並駕齊驅，即秦嶺及南嶺是也。翁文灝氏稱之爲燕山運動。此次變動，係來自南方，故所成山脈，大都係自西而東。其結果，不僅係地面山川之改造，即內部之地層，亦生甚多較大之裂縫，並且有許多地盤陷落。於是火山爆發，噴出岩堆積甚厚，蒙古南部，展延數千百里，皆爲一片焦灼之象。不獨中國如此，即西北歐，由英國西北部至冰島，亦有火山活動。至於氣候，初時尚屬溫和，至鮮新世之末，第四期之初，世界氣候漸漸變冷。北美北歐等地，地面覆以巨大之冰川。我國其時之氣候何如，頗難斷言，據李四光氏在廬山發見冰川遺跡後，推測中國之氣候，亦甚寒冷。最近在湘桂鄂黔等地，亦屢有發見，是無疑問。

新生代之生物，與中生代絕然不同。菊石及多種中生代所見之斧足類動物，至白堊紀之末，大半滅亡，所餘無幾。而稱雄一代之爬蟲，至第三紀大部分均歸滅亡，僅蜥蜴、鼉鱉三類而已。他若魚類及兩棲類，亦多與現代相似。鳥類發育亦甚。惟最重要乃哺乳類，發生於中生代之末期，降及第三紀，更突然發展，分化爲種種之門類。其後更盛。至第四紀之初，始有人類。除爪哇歐洲非歐外\*，中國亦有人猿化石之牙齒及頭蓋骨之發見。地點在北平附近之周口店，經學者之研究，知爲一種人猿

\* 1892年 Dr. Eugene Dubois 在爪哇 Trinil 之火山凝灰岩中發見一個腿骨，一個下顎碎骨四個齒及腦蓋。此種人猿間之中間動物，稱爲 *Pithecanthropus erectus*。1907年在德國 Hiedelberg 附近之砂礫中，發見人類之下顎骨，上面之齒與真正人類相同，後人稱之爲 *Homo Heidelbergensis*。其後在歐洲第四紀冰河期地層中，曾發見人類之遺骨，其額骨後傾，眉骨隆起，顎骨前突，稱爲 *Homo Primigenius*。

---

之化石。並將此種人猿定名為北京人 *Sinanthropus Pekinensis*)。

【附一】 普通造岩礦物性質表

名稱	成分	晶系	結晶	構形	顏色	條痕	硬度	解理	斷口	比重	產地	生成
磁鐵礦	$Fe_3O_4$	等軸	八面體， 粒狀或塊狀	黑	黑	6	不清楚	參差	4.9-5.2	產於基性火成岩或河砂中	產於基性火成岩或河砂中	
赤鐵礦	$Fe_2O_3$	六方	粒狀及雲母狀或土狀	鐵黑	櫻紅	5.5-6.5	無	參差	4.9-5.3	火成岩及水成岩中皆有	火成岩及水成岩中皆有	
褐鐵礦	$Fe_2O_3 \cdot H_2O$		土狀	暗褐至近黑色	黃褐	5-5.5	無	參差	3.6-4	為次生，乃由含鐵礦物換質而成	為次生，乃由含鐵礦物換質而成	
黃鐵礦	$FeS_2$	等軸	粒狀	淡銅黃色	黑	6-6.5	不清楚	參差	1.9-5.2	火成岩及水成岩中皆有	火成岩及水成岩中皆有	
黃銅礦	$CuFeS_2$	正方	塊狀	金黃	綠黑	3.5	無	參差	4.1-4.3	多成礦脈	多成礦脈	
閃鋅礦	$ZnS$	等軸	塊狀	黃褐至暗褐	白至淺褐	3.5-4	清楚	參差	3.9-4.1	成礦脈或在石灰岩中成不規則形狀	成礦脈或在石灰岩中成不規則形狀	
方鉛礦	$PbS$	等軸	立方晶體， 塊狀或粒狀	鉛灰	灰黑	2.5	完全	參差	7.4-7.6	多成礦脈	多成礦脈	
方解石	$CaCO_3$	六方	菱面體，粒狀	白色或無色	白色	3	基完全	甚難	7.71-2.72	為石灰岩及大理岩之主成分，在火成岩中者多為換質產物	為石灰岩及大理岩之主成分，在火成岩中者多為換質產物	
白雲石	$CaMg(CO_3)_2$	六方	菱面體，粒狀	白色或帶紅	白色	3.5-4	完全	貝狀	2.8-2.9	產於白雲岩中	產於白雲岩中	
石膏	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	單斜	塊狀或絹絲狀	白色或無色	白	1.5-2	完全	次貝狀	2.31-2.33	在水成岩中成層狀，常與鹽層相伴而生	在水成岩中成層狀，常與鹽層相伴而生	

石英	$\text{SiO}_2$	六方	粒狀或塊狀	白, 灰或無色	白	7	不清楚	貝狀	2.65 - 2.66	為酸性火成岩之主要成分, 水成岩中砂岩幾全部為石英組成, 變質岩中亦為重要之成分
石榴石	$\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{SiO}_4$	等軸	粒狀	紅或褐	白	7	困難	參差	3.4 - 4.3	多產於變質岩中
正長石	$\text{KAlSi}_3\text{O}_8$	單斜	粒狀	肉紅	白	6-6.5	完全	參差	2.44 - 2.62	產於酸性火成岩及片麻岩中
鉀斜長石	$\text{KAlSi}_2\text{O}_8$	三斜	粒狀	肉紅或白	白	6-6.5	完全	參差	2.44 - 2.62	產於花崗岩, 偉晶岩及片麻岩中
斜長石	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{KAlSi}_3\text{O}_8$	三斜	粒狀	灰色	白	3	完全	參差	2.62 - 2.76	產於中性及基性火山岩中, 變質岩中亦有之
鈉石	$7\text{NaAlSiO}_4 + \text{NaAl}(\text{SiO}_3)_2$	六方	粒狀	白帶灰	白	5.5-6	不清楚	貝狀	2.55 - 2.65	產於鹼性火成岩中
白榴石	$\text{KAl}(\text{SiO}_3)_2$	等軸	粒狀	白	白	5.5-6	困難	貝狀	2.45 - 2.50	產於鹼性及基性火山岩中
白雲母	$\text{H}_2(\text{KNa})\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	單斜	鱗片狀	薄片無色	白	2-2.5	甚完全	—	2.76-3	多見於花崗岩, 片麻岩及雲母片岩中
黑雲母	$(\text{H}, \text{K}_2)(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	單斜	鱗片狀	黑至綠	白帶綠	2.5-3	甚完全	—	2.7-3.1	為酸性火成岩之主要成分, 片麻岩及片岩中亦有之
普通輝石	$\text{RSiO}_3$ R = Ca, Mg, Mn, Fe, Al	單斜	粒狀或柱狀	黑	白帶綠	5-6	清楚	參差	3.2-3.6	基性火成岩中最為普通
透輝石	$\text{CaMg}(\text{SiO}_3)_2$	單斜	粒狀	淺綠	白	5-6	清楚	參差	3.3	多產於石灰岩片麻岩及片岩中

純鈉輝石	$\text{NaFe}(\text{SiO}_3)_2$	單斜	柱狀	暗綠或暗褐	白	6-65	清楚	參差	3.5	產於鹼性火成岩中
紫輝石	$\text{Mg, Fe, SiO}_3$	斜方	片狀塊	黑	白	5-6	清楚	參差	3.4-3.5	產於基性火成岩中
普通角閃石	$\text{H, NaCa}_2(\text{Mg, Fe})_4\text{Al}_3\text{Si}_{6\text{O}_{21}}$	單斜	細長柱狀或塊狀	黑	白	5-6	清楚	參差	2.9-3.55	產於火成岩中，尤以閃長岩中為最普通，片岩及接觸岩石中亦有之
陽起石	$\text{Ca Mg, Fe}_2(\text{SiO}_3)_4$	單斜	刀片狀、柱狀及纖維狀	淺綠至深綠	白	5-6	清楚	參差	3.0-3.3	產於片岩及接觸岩石中
透閃石	$\text{CaMg}_3(\text{SiO}_3)_4$	單斜	同上	白至灰	白	5-6	清楚	參差	3.0-3.3	
橄欖石	$(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$	斜方	粒塊狀	黃綠	白	6.5-7	不完全	參差	3.2-3.34	多產於基性火成岩中
石榴石	$\text{R}_3\text{R}'_2(\text{SiO}_4)_3$ $\text{R} // = \text{Ca, Mg, Fe, Mn}$ $\text{R}' // = \text{Al, Fe, Cr.}$	等軸	十二面晶體粒狀及密緻粒狀	紅，褐，黑，等	白	6.5-7.5	困難	參差	3.4-4.3	產於雲母片岩，角閃及綠泥片岩，片麻岩及接觸石灰岩中
綠泥石	$\text{H}_8(\text{M, Fe})_5\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{18}$	單斜	鱗片狀	綠	白	2-3	完全	—	2.65-2.78	多產於綠泥片岩中，火成岩中如有之，則為次生礦物
蛇紋石	$\text{H}_4\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_9$	—	粒塊狀，葉片狀或纖維狀	綠	白	2.5-4	有時清楚	—	2.5-2.65	為極基性火成岩換質而成之產物
滑石	$\text{H}_2\text{Mg}_3(\text{SiO}_3)_4$	斜方?	葉片狀，狀及纖維狀	白帶綠	白	1-1.5	完全	—	2.7-2.8	多產於片岩中

綠簾石	$\text{Ca}_2\text{Al}_2(\text{AlO}_3\text{H})(\text{SiO}_4)_3$	單斜	粒狀或針狀	黃綠或草綠	白	6-7	完全	貝狀	3.25-3.5	在片岩及接觸帶中有之，火成岩中含有鈣矽礦物後亦可產生
高嶺土	$\text{H}_4\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_7$	單斜	密緻及土狀	白	白黃	2-2.5	完全	—	2.6-2.63	為粘土之主要成分，長石經換質後常成此礦物
電氣石	$\text{R}_2\text{B}_2(\text{SiO}_5)_4$ R = Al, K, Mn, Ca, Mg.	六方	柱狀，放射狀	黑，紅，綠，等	白	7-7.5	困難	參差	2.98-3.20	片岩，片麻岩及板岩，中甚為常見，火成岩及沉積物中亦稍含之
榍石	$\text{CaTiSiO}_5$	單斜	楔狀晶體	褐至黑	白	5-5.5	清楚	參差	3.4-3.56	火成岩中如花崗岩，正長岩及閃長岩等常有之，片麻岩及片岩中亦甚常見
磷灰石	$\text{Ca}_5(\text{Cl}, \text{F})(\text{PO}_4)_3$	六方	柱狀	綠，藍，紅等	白	4.5-5	不完全	參差	3.17-3.23	多見於結晶片岩中，在火成岩中為常見之副成分
矽綫石	$\text{Al}_2\text{SiO}_5$	斜方	長柱狀	褐，灰及帶綠	白	6-7	完全	參差	3.23-3.24	產於結晶片岩，片麻岩及與花崗岩接觸處
十字石	$\text{H}_2\text{FeAl}_4\text{Si}_2\text{O}_{12}$	斜方	短柱狀	暗褐	白	7-7.5	不完全	貝狀	3.65-3.77	產於片岩及千枚岩中
紅柱石	$\text{Al}_2\text{SiO}_5$	斜方	柱狀，粒狀	肉紅	白	7-7.5	清楚	參差	3.16-3.20	產於火成岩與粘土質岩石接觸處
藍晶石	$\text{Al}_2\text{SiO}_5$	三斜	刀片狀	藍	白	5-7	完全	—	3.6	僅產於片岩中
符山石	$\text{H}_4\text{Ca}_6(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{38})$	正方	柱狀，粒狀，密緻狀	褐或綠	白	6.5	不清楚	參差	3.35-3.45	產於接觸帶之石灰岩中

方沸石	$\text{NaAl}(\text{SiO}_3)_2 + \text{H}_2\text{O}$	等軸	二十四面晶體	白	白	5-55	困難	參差	2.22-2.3	爲次生礦物，乃由霞石等礦物換質而成
堇青石	$\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$	斜方	短柱狀	淺藍至深藍	白	7-7.5	清楚	參差	2.6-2.66	產於片麻岩，片岩及板岩中，火成岩中含鋁及鐵成分高者亦可有之



【附二】中國各地地層時代比較表

新 代	第 四 紀	近 代	馬蘭黃土下		紅 土		下蜀系		冲積層		冲積層		山 上 礫 石 層		冲積層				
			部	沉 積	泥 礫 岩	紅 土	泥 礫 岩	紅 土	礫 石 層	礫 石 層	上 雅 安 礫 石 層	上 雅 安 礫 石 層	上 雅 安 礫 石 層	上 雅 安 礫 石 層	上 雅 安 礫 石 層	上 雅 安 礫 石 層			
新 代	第 三 紀	鮮 新 統	周 口 店	沉 積	紅 土		泥 礫 岩		冲 積 層		冲 積 層		山 上 礫 石 層		冲 積 層				
		上 新 統	三 門 系		紅 砂 岩 系		玄 武 岩 層	邕 寧 系		褐 炭 層		嘉 定 層		嘉 定 層		嘉 定 層			
		中 新 統	大 同 礫 石 層		白 砂 井 層	雨 花 台 層	邕 寧 系		邕 寧 系		邕 寧 系		邕 寧 系		邕 寧 系		邕 寧 系		
		漸 新 統	大 同 礫 石 層		潭 市 砂 岩	赤 山 砂 岩	邕 寧 系		邕 寧 系		邕 寧 系		邕 寧 系		邕 寧 系		邕 寧 系		
中 代	第 三 紀	始 新 統	大 同 礫 石 層		衡 陽 砂 岩	浦 口 層	邕 寧 系		邕 寧 系		邕 寧 系		邕 寧 系		邕 寧 系		邕 寧 系		
		白 堊 紀	鬚 髻 山 系		歸 州 系		建 德 系	那 貞 系		那 貞 系		那 貞 系		那 貞 系		那 貞 系		那 貞 系	
		侏 羅 紀	門 頭 溝 煤 系		香 溪 系		良 口 系	象 山 層		西 灣 系		西 灣 系		西 灣 系		西 灣 系		西 灣 系	
		上 三 疊 紀	烏 斗 砂 岩		巴 東 系		大 冶 灰 岩	黃 馬 青 系	黃 馬 青 系		黃 馬 青 系		黃 馬 青 系		黃 馬 青 系		黃 馬 青 系		黃 馬 青 系
古 代	第 二 紀	下 三 疊 紀	胡 松 層		大 冶 灰 岩		青 龍 灰 岩	青 龍 灰 岩		青 龍 灰 岩		青 龍 灰 岩		青 龍 灰 岩		青 龍 灰 岩		青 龍 灰 岩	
		上 二 疊 紀	上 石 河 子 系		陽 新 石 灰 岩 上 部		斗 嶺 煤 系	東 陽 港 系		合 山 層		宣 威 煤 系		宣 威 煤 系		宣 威 煤 系		宣 威 煤 系	
古 代	第 一 紀	上 二 疊 紀	上 石 河 子 系		陽 新 石 灰 岩 上 部		斗 嶺 煤 系	東 陽 港 系		合 山 層		宣 威 煤 系		宣 威 煤 系		宣 威 煤 系		宣 威 煤 系	
		下 三 疊 紀	上 石 河 子 系		陽 新 石 灰 岩 上 部		斗 嶺 煤 系	東 陽 港 系		合 山 層		宣 威 煤 系		宣 威 煤 系		宣 威 煤 系		宣 威 煤 系	

中二疊紀	下石河子系及山西系	陽新石灰岩下部	孤峯層 清溪沖灰岩	孤峯層 樓霞灰岩 臭灰岩	孤峯層 樓霞灰岩	玄武岩系	茅口灰岩	趕羊溝層(天全) 羊村層(天全)
下二疊紀	太原系	船山灰岩(東南部) 黃龍灰岩(東南部)	壺天灰岩	船山灰岩 黃龍灰岩	樓霞灰岩	陽新系	樓霞灰岩	樓霞層(天全)
中石炭紀	本溪系		碎門橋灰岩	和州灰岩		烏拉統		
下石炭紀		金陵灰岩(武昌)	測水系 石灰子灰岩	高驪山系 金陵灰岩	燕子系上部 燕子系下部	豐寧系		
泥盆紀			孟公灰層	烏桐砂岩				
志留紀		新灘頁岩	馬澗系下部	孝山砂岩	關縣灰岩 古化灰岩	昭通系		磨子溝系灰岩
中奧陶紀	馬家溝灰岩	艾家山層	灰家壩系	高家邊層		馬龍系 人和橋系	白雲菴系	康定系千枚岩
下奧陶紀	冶里灰岩	上宜自灰石(分統)	橋亭子系上部	湯山系	水口系	龍慶狀灰岩	直角石灰岩 艾家山頁岩	
上寒武紀	鳳山頁岩 妙米店灰岩	中宜昌灰岩 (三遊洞灰岩)	橋亭子系下部	黃墟系	邊溪系	紅石岩系	上宜昌灰岩	郭達山系 (大理岩)
中寒武紀	箇山頁岩 張夏灰岩	下宜昌灰岩 (草家廟薄層灰水)			清溪系		洗象池層	
下寒武紀	饒頭頁岩	石龍廟灰岩 石牌頁岩			車田砂質層	滄浪鋪系	遇仙寺層	九老洞層

生

代

太 古 代	上震旦紀	下馬嶺頁岩	燈影石灰岩 南沱系			南嶺系		洪 構 平 層	岩 系 片 麻 岩 系
	下震旦紀	南口系					無量變質雜 岩系		
	元古紀	五台系	花崗岩, 結晶 片岩, 片麻岩					(四川) 中國西南部	(西康) 中國西部
	太古紀	泰山系	(湖北) 中國中部	(湖南) 中國中部	(江蘇) 鎮山脈 中國東部	(廣西) 中國南部	(雲南) 中國西南部		
			中國北部						

# 索引

## A

Accessory components 副成分	39
Actinolite 陽起石	27
Adamantine 金剛狀	22
Aegirite 鈉輝石	26
Alabaster 雪花石膏	33
Albite 鈉長石	25
Alluvial cone 冲積丘	122
Alluvial fan 冲積扇形地	122
Alluvial plain 冲積平原	123
Alluvium 冲積層	123
Almandite 鐵鋁石榴子石	28
Amethyst 紫化晶	23
Amphibole 角閃石	26
Amygdaloidal structure 杏仁狀結構	40
Andesine 中性長石	25
Andesite 安山岩	48
Andradite 鈣鐵石榴子石	28
Anorthite 鈣長石	25
Anorthosite 白輝長岩	46
Antecedent river 先成河	128
Anthracite 無烟炭	60
Anticline 背斜層	173
Anticlinorium 複背斜	176
Aphanitic texture 細密組織	39
Applied geology 應用地質學	2
Arkose 長石砂岩	57
Artesian wells 自流井	91
Asteroids 小行星	2
Atmosphere 氣界	10

## B

Atoll 環礁	168
Atrio 火山原	73
Atrio-lake 火口湖	73
Augite 普通輝石	25
Axial-plane 軸面	173
Banded structure 帶狀結構	40
Bar 沙洲	146
Barrier 洲堤	145
Barrier reefs 堡礁	168
Barranco 火山瀨	73
Barysphere 重圈	11
Basalt 玄武岩	48
Base-level 侵蝕基準	112
Base-level plain 基準平原	116
Basin 盆地	175
Batholith 岩基	37
Beach 海濱	145
Beach deposits 海濱沉積	50
Bed 層	51
Bedding plane 層面	51
Beheaded stream 奪流	121
Biotite 黑雲母	26
Bituminous coal 瀝青炭	60
Boiling spring 沸泉	75
Botryoidal 葡萄狀	19
Boulder 漂礫	51
Breakers 波浪	142
Breccia 角礫岩	38
Buttes 孤山	119

## C

Calcite 方解石	31
Canyon 峽	118
Cement material 膠結物質	51
Central cone 中火丘	73
Centrosphere 中心圈	10
Chalcocite 輝銅礦	33
Chalcopyrite 黃銅礦	33
Chalk 白堊	32
Chlorite 綠泥石	30
Chondrodite 粒狀矽炭石	62
Cinder cone 噴岩丘	72
Cirque 冰圍地	160
Clastic texture 碎屑狀組織	51
Cleavage 解理	19
Clinometer 測角器	132
Coal 煤	59
Color 顏色	21
Columnar 柱狀	19
Columnar structure 柱狀結構	41
Comets 彗星	6
Compact 密緻	18
Compass 羅盤儀	172
Conchoidal 貝狀	20
Concretion 結核	53
Conformable 整合	183
Conglomerate 礫岩	56
Consequent falls 順向瀑布	116
Consequent river 順向河	127
Contact metamorphism 接觸變質	63
Continental deposits 大陸沉積	50
Continental glacier 大陸冰川	156
Continental shelf 陸棚	14, 137
Coral reef 珊瑚礁	166
Corrasion 磨蝕	96
Corrosion 溶蝕作用	92

Cortlandite 角閃橄欖岩	47
Coseismic line 同震線	79
Coutry rocks 圍岩	16
Crater 火口	63
Creaks 溪	111
Creep 蠕動	93
Crevasses 冰隙	157
Cross-bedding 交錯層	53
Crushing strength 壓碎強度	45
Crystalline 結晶質	63
Crystallographic axes 晶軸	17
Cyanite 藍晶石	62
Cycle of erosion 侵蝕循環	115

## D

Dacite 石英安山岩	43
Deflation 風蝕	96
Delta 三角洲	126
Depression earthquake 陷落地震	82
Desert 沙漠	42
Diabase 輝綠岩	48
Dike 岩脈	35
Dike-ridges 脈脊	52
Diopside 透輝石	26
Diorite 閃長岩	45
Diorite-porphyrityte 閃長玢岩	48
Dip 傾斜	171
Dip angle 傾角	171
Dip direction 傾斜方向	171
Dipfault 傾斜斷層	180
Disconformity 假整合	185
Dislocation earthquake 斷層地震	81
Divide 分水嶺	112
Dolomite 白雲石	32 白雲岩 58
Dome 穹丘	174
Drainage basin 流域	113

Dunes 砂丘 .....	96
Dunite 純橄欖岩 .....	47
Dynamic geology 動力地質學.....	2

## E

Earthquakes 地震 .....	68
Earthquake deluge 海嘯.....	84
Earthy 土狀.....	20
Endomorphic 內成變質 .....	63
Entrenched river 溺河 .....	127
Eolian sandstone 風成砂岩.....	43
Epicentrum 震央.....	78
Epidote 綠簾石.....	28
Epigenetic deposits 後成礦床.....	188
Epirogenic movements 造陸運	

動.....85

Erosion 侵蝕.....	106
Eskers 冰礫堤 .....	161
Essential components 主要成	

分.....39

Even 平坦狀.....	20
Evolution theory 進化說 .....	8
Exomorphic 外成變質 .....	63
Explosive eruption 爆烈噴發.....	38
Extrusive rocks 噴出岩.....	35
Extrusive sheet 噴出岩層 .....	37

## F

Fall 瀑布 .....	116
Fault 斷層.....	177
Fault breccia 擦碎角礫岩.....	57
Fault scarp 斷崖.....	181
Feldspar 長石 .....	24
Femic minerals 鐵鈣礦物.....	39
Fibrous 纖維狀.....	19
Fissure eruption 裂隙噴發 .....	37
Flint 燧石.....	24
Flow texture 流紋狀組織.....	48

Fold 褶曲 .....	173
Foliated 片狀.....	19
Foot-prints 足跡 .....	52
Foot-wall 下盤.....	177
Formation 地層 .....	51
Fossils 化石 .....	52
Fracture 斷口 .....	20
Fringing reef 裙礁.....	167
Fumarole 噴氣孔.....	75

## G

Gabbro 輝長岩.....	46
Galena 方鉛礦.....	33
Gangue minerals 脈石 .....	186
Garnet 石榴子石.....	27
Geoanticline 大背斜 .....	176
Geology 地質學 .....	1
Geosyncline 大向斜.....	176
Geysers 間歇噴泉.....	75
Geyserite 矽華.....	76
Glaciers 冰川 .....	155
Glassy texture 玻璃狀組織 .....	39
Gneiss 片麻岩 .....	65
Gneissic 片麻岩狀 .....	63
Gorge 峽 .....	118
Gossan 鐵帽.....	190
Granodiorite 花崗閃長岩.....	46
Graded streams 均夷河流.....	110
Granite 花崗岩.....	44
Granite porphyry 花崗斑岩.....	48
Graben 槽狀斷層.....	181
Granular 粒狀.....	18, 39
Graphite 石墨 .....	62
Gravel 砂礫 .....	51
Gray-wacke 硬砂岩.....	24
Greasy 油狀 .....	22
Grossularite 鈣鋁石榴子石 .....	28
Groundmass 石基 .....	40

Ground moraine 底冰堆石.....158  
 Gully 細谷 .....111  
 Gypsum 石膏 ..... 32,61

## H

Habit 形態 .....17  
 Hackly 鋸狀.....20  
 Hade 斷斜角..... 177  
 Hanging wall 上盤..... 177  
 Hanging valley 懸谷..... 160  
 Hardness 硬度.....20  
 Head erosion 向源侵蝕 ..... 112  
 Heave 水平斷距 ..... 178  
 Hematite 赤鐵礦.....29  
 Hexagonal system 六方晶系.....18  
 Historical geology 地史學..... 2  
 Hocked spit 鈎形沙角 ..... 146  
 Hog-back 蝕餘嶺..... 119  
 Hornblende 普通角閃石.....27  
 Hornblende schist. 普通角閃片  
 岩.....66  
 Hornfels 角頁岩..... 64  
 Horst fault 壘形斷層..... 181  
 Hot-spring 溫泉.....75  
 Hydration 水化作用 .....10  
 Hydrosphere 水界 .....10  
 Hydrothermal metamorphism  
 水熱變質.....64  
 Hypabyssal rocks 淺成岩.....47  
 Hypersthene 紫蘇輝石 .....25  
 Hypocentrum 震源.....78

## I

Ice-bergs 冰山..... 161  
 Iceland spar 冰州石 .....32  
 Igneous rocks 火成岩.....34  
 Impregnation 礦染作用..... 187  
 Imprevious beds 不透水層 .....89

Intursvei rock 侵入岩 .....35  
 Intrusive sheet 侵入岩層 .....36  
 Iron-ocher 鐵華 .....93  
 Isoclinal fold 等斜褶曲..... 175  
 Isometric system 等軸晶系 .....18

## J

Jasper 碧石 .....24  
 Joints 節理 .....41

## K

Kames 丘崖 ..... 161  
 Kaolin 高嶺土.....15  
 Karst 喀斯特 .....92

## L

Labradorite 鈣鈉斜長石.....25  
 Laccolith 岩盤.....38  
 Lagoon 瀉湖.....64  
 Lakes 湖.....130  
 Laminae 薄層 .....51  
 Landslide 山崩.....92  
 Lateral moraine 側冰堆石.....158  
 Lva cone 錳岩圓丘 .....72  
 Lava flow 熔岩流 .....37  
 Layer 層 .....51  
 Lignite 褐炭.....60  
 Limbs 翼.....174  
 Limestone 石灰岩 .....58  
 Limonite 褐鐵礦.....29  
 Lithosphere 岩石圈.....10  
 Littoral deposits 海岸沉積...50,148  
 Littoral sea 瀕海.....60  
 Load 運搬物..... 109  
 Loess 黃土.....96  
 Luster 光澤 .....22

M

Magma 岩漿.....34  
 Magnetite 磁鐵礦.....29  
 Marine deposits 海成沉積.....50  
 Mamillary 乳房狀.....19  
 Marble 大理岩.....67  
 Marl 泥灰岩.....59  
 Massive 塊狀.....19  
 Mature stage 成年期.....114  
 Medialmoraine 中冰堆石.....158  
 Mesa 方山.....119  
 Metallic luster 金屬光澤.....22  
 Metamorphic rocks 變質岩.....35  
 Metamorphism 變質作用.....61  
 Metasomatism 交代作用.....187  
 Meteorites 隕石.....2  
 Mirolitic structure 洞穴狀結構 41  
 Mica 雲母.....25  
 Mica schist 雲母片岩.....35  
 Micaceous 雲母狀.....19  
 Microcline 鉀微斜長石.....24  
 Milky quartz 乳石英.....24  
 Minerolizers 劑化劑.....41  
 Minerology 礦物學.....1  
 Minerals 礦物.....16  
 Mode of occurrence 產生狀態.....35  
 Monadnocks 殘丘.....119  
 Monocline 單斜層.....175  
 Monoclinic system 單斜晶系.....18  
 Monzonite 二長岩.....45  
 Moraines 冰堆石.....157  
 Mud cracks 乾裂.....52  
 mudstone 泥岩.....58  
 Mud volcano 泥火山.....76  
 Muscovite 白雲母.....25

N

Narrows 狹谷.....118  
 Nature levees 天然堤.....123  
 Nebular theory 星雲說.....7  
 Nephelite 霞石.....33  
 Nephelite syenite 霞石正長岩.....45  
 Nevé 冰雪.....155  
 Non-metallic luster 非金屬光澤.....22  
 Normal fault 正斷層.....179

O

Obsidian 黑曜岩.....72  
 Ocean 海洋.....137  
 Ocean currents 洋流.....143  
 Old stage 老年期.....114  
 Oligoclase 鈉鈣長石.....25  
 Olivine 橄欖石.....27  
 Oolite 鱗狀.....54  
 Ooze 軟泥.....150  
 Ophitic texture 輝綠岩狀組織.....48  
 Ore 礦石.....183  
 Ore deposits 礦床學.....2  
 Ore shoot 富礦體.....193  
 Orogenic movement 造山運動.....85  
 Orthoclase 正長石.....24  
 Orthorhombic system 斜方晶系.....18  
 Outcrop 露頭.....172  
 Outwash plain 水蝕平原.....161  
 Overlap 超覆.....54  
 Overthrust 逆掩斷層.....179  
 Overturned fold 倒轉褶曲.....175  
 Ox-bow lake 牛軛湖.....124

P

Pahoehoe 餅狀熔岩.....72  
 Palaeontology 古生物學.....2  
 Pearly 珍珠狀.....22



- Peat 泥炭 .....60
- Pebbles 礫 .....51
- Penplain 侵蝕平原 .....51
- Peridotite 橄欖岩 .....47
- Permanent streams 恆流河 .....49
- Petrology 岩石學 ..... 1
- Phenocrysts 斑晶 .....40
- Phyllite 千枚岩 .....66
- Physical geology 地質地質學 .....1
- Piedmont glacier 山麓冰川 .....156
- Pisolite 豆子石 .....54
- Pitch 褶軸傾斜 ..... 174
- Plagioclase 斜長石 .....24
- Planetesimal Hypothesis 小行星說 ..... 7
- Porous beds 透水層 .....89
- Porphyrite 玢岩 .....47
- Porphyritic texture 斑狀組織 .....40
- Porphyry 斑岩 .....47
- Pot-holes 甌穴 ..... 117
- Pumice 浮岩 .....72
- Pyrite 黃鐵礦 .....30
- Pyrope 鎂鋁石榴子石 .....27
- Pyrosphere 火圈 ..... 10
- Pyroxene 輝石 .....26
- Pyroxenite 輝石岩 .....47
- Q**
- Quartz 石英 .....23
- Quartz diorite 石英閃長岩 .....46
- Quartzite 石英岩 .....65
- Quiet eruption 寧靜噴發 .....37
- R**
- Radiated 放射狀 .....19
- Rainfall 降水量 .....106
- Rapid 急流 .....116
- Ravine 小谷 ..... 111
- Recumbent fold 伏臥褶曲 ..... 175
- Regional metamorphism 區域變質 .....64
- Rejuvenation of stream 河流之轉新 ..... 127
- Reniform 腎狀 .....19
- Reserver beds 蓄水層 .....38
- Resinous 樹脂狀 .....22
- Reverse fault 逆斷層 ..... 179
- Rhyolite 流紋岩 .....48
- Ripple marks 波痕 .....52
- Rock 岩石 .....34
- Rock crystal 水晶 .....23
- Rock-forming minerals 造岩礦物 .....17
- Rock gypsum 普通石膏 .....33
- Rock salt 岩鹽 ..... 61
- Rosy quartz 薔薇石英 ..... 24
- Runoff 表流 ..... 103
- S**
- Salic minerals 矽鋁礦物 .....39
- Sand 砂粒 .....51
- Sandstone 砂岩 .....57
- Sanidine 玻璃長石 .....24
- Satine spar 纖維石膏 .....33
- Schist 片岩 .....66
- Schistose 片狀 .....63
- Scoria 火山鏢 .....48
- Sea cliff 海崖 .....50
- Second enrichment 次生富化作用 ..... 190
- Sedimentary rocks 水成岩 .....35
- Seismograph 地震計 .....79
- Seismology 地震學 ..... 2
- Selenite 透明石膏 ..... 33
- Serpentine 蛇紋石 .....30
- Serpentine rock 蛇紋岩 .....67

Shale 頁岩.....57  
 Shallow sea deposits 淺海沉積...148  
 Shore current 岸流.....142  
 Shore drift 海濱漂積.....144  
 Silky 絹絲狀.....22  
 Siltstone 淤泥岩.....58  
 Sink-holes 石灰穿.....89  
 Slate 板岩.....66  
 Slaty cleavage 板狀解理.....66  
 Slip 總變位.....78  
 Smoky quartz 煙石英.....24  
 Snow field 雪源.....151  
 Snow line 雪線.....155  
 Soil 土壤.....105  
 Solar system 太陽系.....6  
 Somma 外輪山.....73  
 Specific gravity 比重.....22  
 Sphalerite 閃鋅礦.....34  
 Spits 沙角.....146  
 Splintery 多片狀.....20  
 Spring 泉.....89  
 Stalactite 鐘乳石.....32  
 Stalactitic 鐘乳狀.....19  
 Staurolite 十字石.....28  
 Stock 岩株.....37  
 Stratification 層理.....51  
 Stratigraphy 地層學.....2  
 Stratified rock 成層岩.....51  
 Streak 條痕.....21  
 Stream capture 改流.....121  
 Stream meanders 河流彎曲...123  
 Stream piracy 河流侵奪.....121  
 Striae 擦痕.....70  
 Strike 走向.....171  
 Strike fault 走向斷層.....180  
 Structural geology 構造地質學...1  
 Structure 結構.....18  
 Submarine eruptions 海底噴

發.....73  
 Sub-metallic luster 次金屬光澤.....22  
 Sub-suquent falls 侵蝕瀑布...116  
 Sub-soil 次土壤.....105  
 Sun cracks 乾裂.....52  
 Superposed river 上層遺留河...128  
 Syenite 正長岩.....45  
 Syncline 向斜層.....173  
 Synclinalorium 複向斜.....176  
 Syngenetic deposits 原生礦床...188

T

Tabular 板狀.....19  
 Tale 滑石.....31  
 Talus 崖錐.....100  
 Temporary stream 間歇河.....111  
 Terminal moraine 尾冰堆石...158  
 Terraces 台地.....125  
 Terrigenous deposits 近海沉積...59  
 Tetragonal system 正方晶系...18  
 Texture 組織.....39  
 Throw 縱斷距.....178  
 Tourmaline 電氣石.....28  
 Trachyte 粗面岩.....48  
 Trap 深暗岩.....74  
 Travertine 石灰華.....32  
 Tremolite 透角閃石.....27  
 Tribularies 支流.....113  
 Triclinic system 三斜晶系...18  
 Trough fault 槽狀斷層.....79  
 Tuff 凝灰岩.....38

U

Unconformity 不整合.....183  
 Underground water 潛水.....88  
 Undertow 底流.....142

Uneven 參差狀.....20

## V

Valley 谷..... 111  
 Valley glaciers 山谷冰川..... 156  
 Valley trains 谷拖曳物..... 161  
 Verde antique 古綠石..... 67  
 Vesicular structure 氣孔狀結構.....40  
 Vesuvianite 符山石.....62  
 Vitreous 玻璃狀.....22  
 Volcanic ash 火山灰..... 38  
 Volcanic bomb 火山彈.....38  
 Volcanic dust 火山塵..... 38  
 Volcanic earthquake 火山地震.....82  
 Volcanic island 火山島.....73  
 Volcanic lapilli 火山礫.....38  
 Volcanic neck 火山頸.....33  
 Volcanism 火山作用.....68

Volcano 火山.....68

Volcanology 火山學.....2

## W

Water gap 狹谷..... 118  
 Water table 潛水面.....88  
 Wave 波浪..... 141  
 Wave motion 波浪運動..... 141  
 Weathering 風化..... 100  
 Wind ripple 風痕.....96  
 Wollastonite 鈣輝石(矽灰石) ...62

## Y

Young stage 幼年期..... 114

## Z

Zoisite 黝簾石.....62  
 Zone of Weathering 侵蝕帶...40

(完)