萬有文庫

第一二集國編五百種

王雲五主編

礦物與岩石

(下)

濮蘭德次郎著

張資平譯

商務印書館發行

省立新竹高中圖書館
00011104

萬有文庫

第一二集簡編五百種

總編纂者
王雲五

商務印書館發行

礦物與岩石

（下）

淺過篤次郎著
張資平譯

自然科學小叢書

011104

礦物與岩石下册

第五章　火成岩與火成礦物

第一節　岩漿之性質

火成岩之來源爲岩漿。其實地表上一切岩石，皆直接或間接以岩漿爲其來源。岩漿流溢於地表者，卽火山活動時所常見之熔岩也。

岩漿究爲何物，及由何而來，此正須討論之問題。

吾人對岩漿之組成不能直接觀察，故無從知之。但若取其冷卻後所成之岩石而推究之，亦不難知其組成之大概。雖然，岩石之組成決非固定不變者。其組成因岩石之種類不同而有差異。但分析一般岩石，知其大部由下列八種氧化物構成之。其中以二氧化矽（SiO_2）爲最多。在全岩石中，多

14484

者含有 SiO_2，少者亦含 SiO_2 以上。在 SiO_2 以下者極罕。

二氧化矽……SiO_2　氧化鎂……MgO　三氧化二鋁……Al_2O_3　氧化鈣……CaO

三氧化二鐵……Fe_2O_3　氧化鈉……Na_2O　一氧化鐵……FeO　氧化鉀……K_2O

此外岩石中必有多少水分 H_2O。下列物質在岩石中亦存在，唯量甚微耳，在各岩石中超過 1% 者甚少。

二氧化鈦……TiO_2　氧化錳……MnO　二氧化鉻……Cr_2O_3　氧化鍶……SrO

五氧化二磷……P_2O_5　三氧化二鉻……Cr_2O_3　氧化鋇……BaO　二氧化碳……CO_2

此外尚有種種氯化物，硫磺，氫之化合物等，多量含於岩漿中。但當岩漿冷卻途中，此等物質向大氣中或周圍之岩石中散去，故雖由此種岩漿生成之岩石，亦不見多含此等化合物。唯在火山之噴火口附近，或既固結之熔岩表面等處，常見有由此等物質生成之化合物。

此等物質在岩漿中，究以如何之狀態而存在，尚未明瞭。最少，其一部分分爲種種形式之原子，帶有電，作陰游子或陽游子存在。此乃就此等成分所成之人工的熔融體之電的實驗證明者也。其

他一部分則似作分子之形式而存在。至此等分子，是否爲上記之氧化物，抑爲更複雜之分子一如各礦物之組成，互相結合，則尙未證明。總言之，各分子在岩漿中因其情形不同，其狀態亦有別。

但此等各種成分，決非各個別爲融解而相混，乃彼此互作溶液。此由各成分之熔融及結晶之溫度互相受其他分子之影響之事實觀之，極明瞭也。

至此等難熔融之成分全融解至熔融狀，其需極高之溫度也甚明。若此等氧化物各別爲融解，則氧化鈣(CaO)約在 2570°C.；氧化鎂在 2800°C.；氧化鋁在 2050°C.；二氧化矽在 1710°C.；卽自融解。若此等氧化物互相化合造成各種礦物，則各礦物之熔融點如下：

鈉長石	$Na_2O.Al_2O_3.6SiO_2$ 1100°C.	鈣長石	$CaO.Al_2O_3.2SiO_2$ 1550°C.
透輝石	$CaO.SiO_2.MgO.SiO_2$ 1391°C.	鎂橄欖石	$2MgO.SiO_2$ 1890°C.
白榴石	$K_2O.Al_2O_3.4SiO_2$ 1820°C. 前後	矽灰石	$CaO.SiO_2$ 1540°C.
螢石	CaF_2 1392°C.	正長石	$K_2O.Al_2O_3.6SiO_2$ 1170°C.

正長石雖在 1170°C. 熔融，但同時由其成分產白榴石之結晶。欲其完全融解，須到 1530°C.

之高溫。且此等熔融點因壓力增加而增高。若與其他各物質共熔融於地中深部，則需要更高溫度。

如上所述，此等礦物在岩漿中，並非各自融解而相混；實互作溶液。但如水與食鹽之例，物質之熔融點因與他物質作溶液而低降。例如冰在 0°C. 融解，若其中混有少量之食鹽，則熔融點必因之低降，事實上在距 0°C. 稍低之溫度，其全體仍作普通之水溶液，且有一部分至 −23°C. 猶作液體存在也。

同樣，若對石英（SiO_2）加熱，則按順序變爲鱗矽石或克利斯石，至 1710°C. 始熔融爲液體。若加多少之碳酸鈉（Na_2CO_3）熱之，CO_2 逃去，Na_2O 則與 SiO_2 相結合，化爲 Na_2SiO_3。此時二氧化矽之熔融點受其影響，在 793°C. 之低溫度即開始融解。若所加 Na_2O 之量適當，則在此溫度，兩者完全融解。即所加 Na_2O 之分量不適當，二氧化矽亦必在

第六十圖　幾勞埃亞之火山熔岩海

比其本身熔融點低下之溫度開始融解。又強熱作礬土（卽氧化鋁 Al_2O_3）原料之水礬礦（$Al_2O_3 \cdot 3H_2O$），水分逃去後，留礬土，此在 2000°C. 之高溫度始熔融者也。但若加入適量之冰晶石（$3NaF.AlF_3$），則兩者在 937°C. 前後，全部融解。若再加以適量之螢石（CaF_2），則在 900°C. 以下亦融解。此乃製造玻璃或製鍊鋁時所用之普通方法，卽以礬，螢石等爲熔媒也。

在構成岩漿之諸成分間，同樣關係亦可成立。卽岩漿中各成分之融解溫度，較其本身固有之熔融點低，尤以在地中深部，含有水及其他易揮發之物質，足以使其全體保持熔融狀至更低下之溫度。例如在石英斑岩等岩石中，最初生成之結晶體多爲石英。又花崗岩中決不產鱗矽石者，其理由既詳前章，卽此礦物之生成溫度，在 β_2 鱗矽石與 β 石英間之遷移點 870°C. 以下也。

但此決非謂一切岩漿之溫度皆如是之低。尤以流出地表之岩漿，其中之水及揮發性成分逃去後，不受其影響，溫度較在地中時高，亦可凝結成固體。1912 年日本伊豆大島火山流出之熔岩，在 1050°C. 內外，猶保持其赤熱熔融狀。夏威夷之幾勞埃亞火山，作有名之熔岩海時之溫度，亦約在 1200 至 1300°C. 之間也。

第二節　岩漿之凝結

將溶解有食鹽之水充分冷卻之，則化爲冰與食鹽相集之固體。何況灼熱高温之岩漿，冷卻後化爲固體，乃當然之現象也。此謂之岩漿之凝結。火成岩及火成礦物生成之進程，不外此種現象耳。

岩漿凝結之方法，必因當時環境大受影響。在地中深部，極大壓力下之凝結，與在地表普通大氣壓下之凝結，當然有多少差異。又若冷卻過於急激，則凝結進程，亦不免起變化。今試先將人工的岩漿不受強壓之影響，在普通大氣壓下緩慢冷卻而固結之情形略述之。但此時岩漿凝結之進程，因其組成不同而有變化也。

若岩漿全由一種之礦物構成，且逐漸受熱，則達一定之温度後，完全融解。若於此時冷卻之，其全部即在此温度變爲由原礦物集合而成之岩石。但此種情形在天然界決不能發現。

若岩漿爲二種礦物構成者，則其凝結法，與前者異。除特別情形外，全部在同一温度凝結者甚少。因温度下降，起部分結晶之現象，即常逐漸凝結，非同時固化也。但其分離順序，因各情形而不同。

今試取理想的純粹鎂橄欖石（Mg_2SiO_4），與透輝石（$CaMgSi_2O_6$）構成之岩漿而研究之。兩

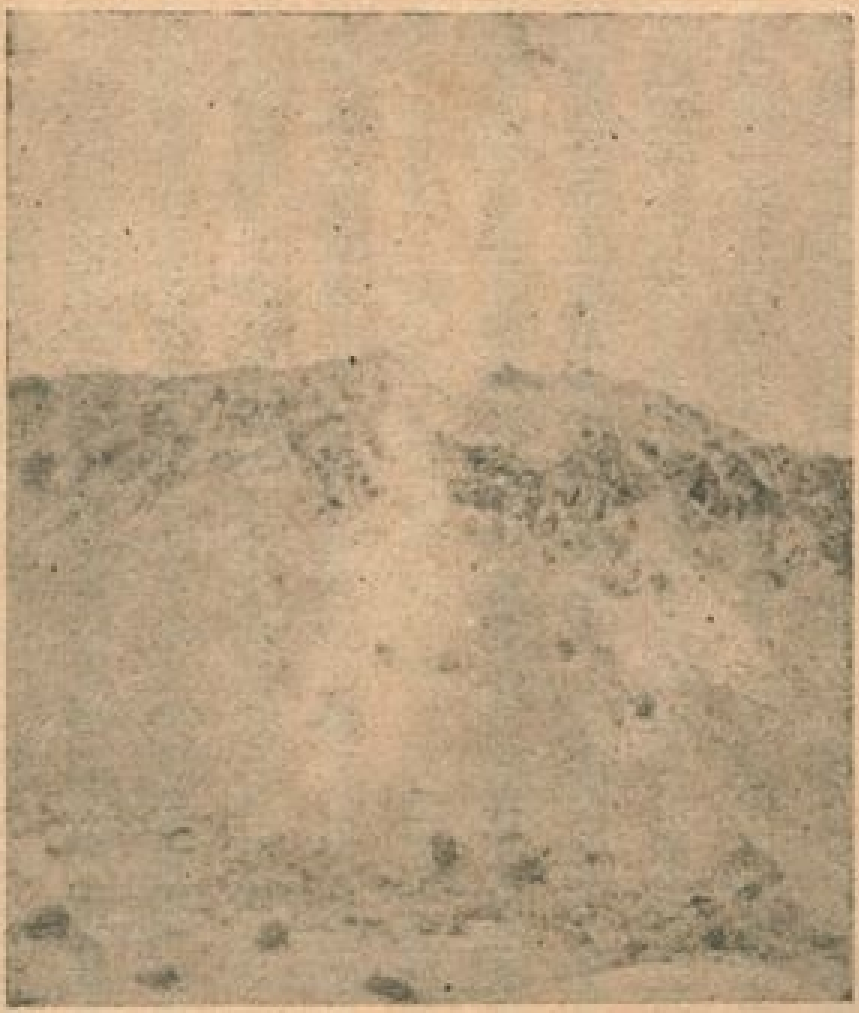
者之量比，若爲 12:88 時，在 1387°C. 以上之溫度，不能發生何種固體，須達此 1387°C. 之溫度後，此兩礦物始同時開始結晶。最後兩者作複雜之集合，其凝固遂告終止。此時兩種礦物之結晶，互相交錯，呈樹枝狀，或如希伯來文字之模樣；普通視之，外狀似成一體，無區別；但置顯微鏡下，二者之差別顯然；此決不能稱爲單一之化合物或混晶；此種共生體特稱之爲共晶（eutectic crystal）。此共晶生成之溫度及兩礦物之量比，亦特稱之爲共晶溫度及共晶組成，或單稱之爲共晶點（eutectic point）。此點在一定壓力下，應各種礦物而有一定。此點較礦物單獨融解或凝結之溫度低，卽共晶點常低於該兩種礦物所固有之熔融點，亦卽該兩種所構成之岩漿，能作液體存在最低溫度也。

反之，若其岩漿之組成，超過兩礦物之共晶組成，多含透輝石時，則由冷卻作用而先結晶者，唯鎂橄欖石矣。但此等開始分離時之溫度，亦必較其自身之融點低，其程度在岩漿組成切近共晶點時最顯著。且其一方縱令開始結晶，其他一方亦不開始結晶，卽須俟其一方超過共晶組成之量，應溫度之低下而繼續結晶，使其餘剩岩漿之組成，漸次與共晶組成相接近。溫度下降達共晶溫度時，其岩漿之組成，亦完全與共晶組成一致，至此時，兩礦物始共同結晶，卽餘剩岩漿全部化爲兩礦物

之共晶後，其凝結遂告終。

此種關係，除上記之兩種礦物外，在透輝石與鈣長石，透輝石與鈉長石等種種礦物間亦存在。此由二種礦物構成之岩漿之特徵，卽爲凝結順序，常受兩者對共晶點之關係之支配。

反之，由其他二種礦物而成之岩漿，例如由正長石（$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$）與白榴石（$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2$）二種礦物



第六十一圖　一十一　結凝之岩熔

岩漿冷卻後其固化狀態。

構成之岩漿，其間不見有共晶點之存在，白榴石常先結晶，溫度愈低下，二者愈分離。但此岩漿原爲 $aK_2O.Al_2O_3.6SiO_2+zK_2O.Al_2O_3.4SiO_2$ 之組成，白榴石分離（達一定程度（即 y 分子分離）後，其餘剩岩漿之組成，全與正長石一致。但即達此種狀態後，仍不見正長石之結晶，白榴石仍由含有較多量之 SiO_2 之正長石成分，繼續分離而結晶，其餘剩岩漿中含有過剩之 SiO_2（因產白榴石一分子僅需二分子之 SiO_2）即白榴石全體分離者爲 $x+z$ 分子，其餘之組成變爲 $(z-x)K_2O$

第六十二圖　金屬鎂與錫金屬之共晶

此種構造多金合凡，晶共之屬金兩之成造工人由乃圖。

$Al_2O_3 6SiO_2 + 2zSiO_2$矣。至1170°C.，始由此組成產出正長石之結晶。同時由最初繼續發生至現在之白榴石，遂完全停止結晶。其既生成者，反有一部分或與餘剩之SiO_2相結合作正長石，或作其他礦物生成時之材料而耗費。餘剩之SiO_2，既爲$2z$分子，則與之相結合作正長石之白榴石，亦需z分子。由是岩漿遂變爲$(y+z-z)=y$分子之白榴石，與餘剩之x分子之正長石，遂完全凝固。

由此複雜變化，先生成之礦物，其周圍常受他種礦物之包圍，此現象謂之包晶反應(poikilitic reaction)。發生此現象之溫度，及

第六十三圖　微文象構造

圖示文象花崗岩中石英與長石之共生，與第六十二圖相類，令人疑其爲同一種生因。

當時之岩石組成等，在一定壓力下，因各礦物而有一定，是謂之包晶點（poikilitic point）。

在鎂橄欖石（$2MgO.SiO_2$）與斜頑火石（$MgO.SiO_2$），間亦有此現象。由此方法生成之橄欖石，其周圍有變爲輝石之集合，在岩石中爲常見之現象。

若兩種礦物，能以種種量比作混晶，則其凝結之模樣，變化更多。例如由鈣長石與鈉長石而成之岩漿，冷卻之後，先產出之礦物非鈣長石，亦非鈉長石，乃爲兩者之混晶；其組成必較岩漿本身富有鈣長石。故因其分離，其餘剩岩漿遂缺乏鈣長石。

因溫度下降，結晶益多，由是餘剩之岩漿中，鈣長石益見缺乏，新生成之結晶中，鈣長石亦漸減，尙有更顯著之現象，卽生成之結晶組成，亦因受周圍岩漿作用，而生變化，終變化至與新生成之混晶相同。由此方法直至結晶之組成，與最初之岩漿同樣時，餘剩岩漿遂完全凝結。其全部卽作此種混晶之集合，是爲其原則。

此時開始結晶之溫度，及凝結完成之溫度，皆視岩漿組成之變化而爲變化。此二種溫度在富有鈣長石時，均高於富有鈉長石時。但同樣以任意之量比作混晶時，例如由透輝石與斜頑火石而

成之岩漿，兩者之量比在一定值時，此二種溫度最低。若一方增量，則溫度亦從之增高。

以上三種情形，第一，由透輝石與鈣長石而成之岩漿，於其中之一種礦物結晶產出時，開始凝結；至兩者之共晶生成後，遂告終結。第二，由白榴石與正長石而成之岩漿，不問其組成屬於何者，常以其中之一種礦物生成而開始凝結；至他一方之礦物對之作包晶現象時，凝結遂告完成。第一種情形，兩礦物之結晶順序，因其對共晶組成之分量多少而有變化。第二種情形則結晶順序常一定不變。但第一第二種情形，其凝結完畢之溫度，皆應礦物而有一定；此爲兩者之共通點。

至第三種情形，卽以任意量比，可以造混晶之二種礦物所成之岩漿，其凝結開始及完成之溫度，均應岩漿之組成而有變化。若爲理想的凝結，則其進行始終一貫。唯生一種混晶而已。

又在第一種情形下所生之礦物，其組成決不變化，亦不消滅，因凝結之進行，礦物種類亦隨之增加。至在第二及第三種情形下生成之礦物，在一定溫度遇着包晶現象時，則消失其一部分，其組成亦刻刻變化。

此外因情形不同，尙有種種之凝結順序。例如多量之正長石中，含有少量石英之岩漿，冷卻後，

先產白榴石。但至1150°C.遇包晶現象時，則全部變爲造正長石之材料而消失。但岩漿尙存一部分，若繼續冷卻，則與正長石分離。低降至1000°C.時，其餘剩全部，遂凝爲正長石與鱗砂石之共晶。換言之，卽此種岩漿經過下列之複雜進程而後凝結也。

1. 冷卻之進行……白榴石之生成
2. 冷卻之中止……白榴石之消失正長石之生成（包晶現象）
3. 冷卻之進行……正長石之生成
4. 冷卻之中止……正長石及鱗砂石之生成（共晶現象）

但及後鱗砂石變爲石英，正長石亦往往變爲徵斜長石。

又若砂灰石與透輝石所構成之岩漿，兩者限於一定範圍內始作混晶。至其組成介於兩者間之岩漿，冷卻後，必生成富有一方成分之混晶而與母漿分離。後因溫度之下降，其組成亦刻刻變化。至組成富有他一方之礦物時，亦產富有他方成分之混晶。但達一定溫度，岩漿之組成再不起變化，卽此時與富有他一方成分之特種混晶作共晶而凝結也。

此爲共晶與混晶同時生成之例。反之，上述正長石與石英之例，則爲包晶現象與共晶生成共發生之例。此外有時亦見有包晶現象與混晶生成共發生之例。要言之，此諸種結晶生成方法，乃限於僅由兩種礦物構成之岩漿始有之現象也。

至普通岩漿，一般由多種礦物構成，其中有互作混晶者，亦有互作共晶者。有時亦有引起包晶現象者。其凝結之進程頗複雜。其中尤以共晶生成時之礦物生成溫度之低降，其結晶順序因組成而起之變化，因包晶現象而起之先存礦物之消失現象，及因混晶生成而起之礦物種類之減少等；皆須特別注意之問題也。關於此等問題之研究，至近年有長足之進步。尤以美國卡內基（Carnegie）地球物理研究所之功績爲最大。本節所述諸材料，大部分即得之於該研究所之報告。

第三節　火成岩之成分礦物

前節已將岩漿之凝結略爲論述。今當進一步論述岩漿產出如何種類之礦物矣。欲研究岩漿凝結時產生之礦物，當先調查火成岩中之成分礦物。

火成岩中最主要之礦物列舉如下：

石英……β石英

長石類……正長石　微斜長石　條紋長石　鈉正長石　鈉微斜長石　斜長石即鈉長石與鈣長石之混晶（鈉長石　鈣鈉長石　中性長石　鈉鈣長石　亞鈣長石　鈣長石）

准長石類……白榴石　霞石　方納石　黝方石　藍方石等

雲母類……白雲母　黑雲母（絹雲母　鈉雲母等除外）

角閃石類……普通角閃石　鈉角閃石等（斜方角閃石　透角閃石　陽起石等除外）

輝石類……斜方輝石即頑火石古銅石及紫蘇輝石　普通輝石　透輝石（矽灰石　鈣鐵輝石除外）（異剛石diallage爲兩種輝石之變種）

鈉輝石（硬玉除外）等

橄欖石類

火成岩之各種類，幾全由上列礦物以種種結合方法而相集之礦物羣。此外尚有

矽鋯石(zircon)，燐鈣石(apatite)，榍石(sphene)等及磁鐵礦，鎔鐵礦(ilmenite)，及鉻鐵礦(chromite)

等，在各種火成岩中，作微量產出。若多量產出者，乃限於特種之岩石。其次，

黃銅礦(chalcopyrite)　磁線鐵礦(penlandite)　鋼玉(corundum)等，在普通岩石中產出者甚罕。但有時多量積集於火成岩中之一部。白金，金剛石等有時亦發見於火成岩中，但極稀。此外如錫石(cassiterite)　金紅石(rutile)　電氣石(tourmaline)柘榴石(garnet)　褐簾石(orthite)　紅柱石(andalusite)　矽線石(sillimanite)　哥倫布石(columbite)　鈾砂礦(monazite)等亦往往產於火成岩中。

至石膏，硬石膏，重晶石等硫酸鹽類；方解石，霰石等之碳酸鹽類；褐鐵礦，蛋白石等之含水氧化物；及普通之矽酸鹽類如前舉之矽灰石，陽起石，鈣鐵輝石；或多數之含水矽酸鹽如綠簾石(epidote)，綠泥石(chlorite)，蛇紋石(serpentine)等，皆不產於新鮮之火成岩中，僅由其他礦物之分解或變化而產出，爲量亦微。一般在火成岩生成後，由分解而產出之礦物，謂之後成成分(secondary components)。反之，在岩石之凝結中，或繼續冷卻中，生成之礦物，謂之初成成分(original or primary components)。初成成分中有占有岩石之重要部分者，特稱之爲主成分(essen-

tial components)；否則稱爲副成分(accessory components)。此等礦物既詳見前章，不復贅述。

由此觀之，火成岩中之初成成分礦物種類，比較爲少數。至碳酸鹽類，硫酸鹽類，及含水氧化物，則全不產於火成岩中。又含水矽酸鹽類所以缺少者，因岩漿固結時溫度尙高，含水矽酸鹽類生成時所必需之二氧化碳(CO_2)，三氧化硫(SO_3)，及水分(H_2O)等，易於發散之結果也。

且初成成分礦物間，尙有一種關係，卽有一部分礦物，性質上常結伴產出。又有一部分礦物，則互相排擠而不能共存。其最顯著之例，卽飽和二氧化矽(SiO_2)之礦物，與不飽和二氧化矽之礦物之關係。二氧化矽若遊離，則作石英產出；若與鐵及鎂結合，則作一縮原矽酸鹽之輝石或角閃石；若與鈣及鋁結合，則作原矽酸鹽類之鈣長石；若與鹼元素及鋁結合，則作鹼長石。此等礦物之生成，乃二氧化矽之量過多，有剩餘時之情形也。若二氧化矽缺少，不足與上舉各元素結合時，始作缺乏二氧化矽之橄欖石 $(Mg, Fe)_2SiO_4 = 2(Mg, Fe)OSiO_2$ 以代輝石類 $(Mg, Fe)OSiO_2$。若二氧化矽仍不足以產橄欖石時，則生霞石 $(Na_2OAl_2O_3 2SiO_2)$ 以代正長石 $(K_2OAl_2O_3 6SiO_2)$ 或鈉長石 $(Na_2OAl_2O_3 6SiO_2)$；更進一步生白榴石 $(K_2OAl_2O_3 4SiO_2)$ 以代正長石 $(K_2OAl_2O_3 6SiO_2)$。故知石英之產出，乃表示

二氧化矽在岩漿中爲過飽和。至橄欖石，霞石，白榴石之生成，則表示其岩漿不飽和二氧化矽。故此等礦物，難與石英共產出。

但岩漿之飽和二氧化矽與否，決非單獨關於二氧化矽之量的問題。何以言之？假定氧化鋁（Al_2O_3）之量不變，以氧化鈣（CaO）一分子造鈣長石（$CaOAl_2O_3 2SiO_2$）者，改用一分子之鹼元素，即以 K_2O 或 Na_2O 之一分子，造正長石（$K_2OAl_2O_3 6SiO_2$）或鈉長石；則達至二氧化矽之飽和狀態，尙需四分子之 SiO_2。換言之，即 SiO_2 之量一定，若以鹼元素之氧化物代氧化鈣，其代替量愈多，則 SiO_2 愈難達飽和狀態；白榴石及霞石，即在此種情形之下產出者也。此等礦物產於富有鈉之岩石中，其鈉一部分與二氧化矽及氧化鋁結合作長石，猶有餘剩，更與鐵及二氧化矽結合作鈉輝石及鈉角閃石。此種岩石中即多白榴石及霞石等礦物。故謂此二種礦物在性質上常結伴產出也。

故知火成岩中之主要礦物產出狀態，實受二氧化矽之量與鹼元素氧化物 K_2O+Na_2O 對氧化鈣 CaO 之比之支配。在火成岩之分類上，以之爲重要之標準，非無因也。

第四節　火成岩之構造

火成岩之性質受其成分礦物種類之支配，固無論矣。但此等礦物之大小形狀及相互結合狀態等，卽所謂火成岩之構造，亦與其種類有重大之關係。

火成岩之構造，不獨受成分礦物種類之支配，並且爲生成當時之狀態所左右。卽火成岩凝結之進程，影響於岩石之構造者甚大。例如岩漿中之水，及其他氣體之多少，及岩漿冷卻之速度大小等，實與岩石之構造，有重大之關係。

當礦物由岩漿分離而出時，作其成分之分子或原子在岩漿中或擴散，或集中，其同類者必相聚集。但若冷卻過急，此等分子，無餘暇由岩漿之各部分向中心集中，不得已在任意之部位作多數之中心，卽僅限於該部位附近之成分集中而行分離。故各個礦物皆作細粒現出。又冷卻愈急，各成分全然無餘暇集中，卽全部以互相融合之狀態凝結爲固體，是卽玻璃。反之，若岩漿之冷卻速度緩慢，或含有多量之水分及其他氣體，則岩漿中之分子或原子之運動極活潑，欲分離而出之礦物成

分，容易由遠方向中心點集中；故各顆礦物粒增大。在地中深部含有多量之水或其他氣體之岩漿，冷卻極緩慢，由此生成之火成岩，常爲粗粒礦物之集體。反之，若流出地表，失去水分及其他氣體之熔岩，因急激冷卻凝結而成之火成岩，常爲細礦物粒之集體；其往往含有玻璃者，亦此故也。

又有在地中深部，其一部分之成分礦物結晶之後，岩漿忽流至地中較淺部位或地表者。此時在地中深部徐徐結晶者，爲巨粒之礦物，其至地中淺部或地表凝結者，則變成細粒礦物或玻璃。此種構造謂之斑狀構造（porphyritic structure）。其中先結晶之較大粒，謂之斑晶（phenocryst）。充填其間之微粒礦物或玻璃質部分，謂之石基（ground-mass）。若各礦物粒之大小大略相同時，謂之等粒狀構造（equigranular structure）。

第六十四圖　由岩漿急激冷卻生成之岩石構造
此爲玄武岩之薄片在顯微鏡下之圖，結晶粒甚小，且其間有天然玻璃。

不問其爲斑狀或等粒狀，若全體礦物皆爲結晶，則稱之爲完晶質（holocrystalline）。反之：若全部爲玻璃時，則稱之爲玻璃質（vitreous or glassy）。若兩者相混時，則稱爲半晶質（hypocrystalline）。又完晶質中，其各礦物粒普通目力可以辨認時，特稱之爲顯晶質（phanerocrystalline）。又雖爲完晶質，若其礦物粒非顯微鏡則不能辨認時，則稱之爲隱晶質（cryptocrystalline）。又若全部爲玻璃質時，則稱之爲非顯晶質（aphanitic）。一般在斑狀構造，其斑晶通常爲顯晶質；石基則多爲非顯晶質。

火成岩之構造亦常爲各種礦物之形狀所左右，此乃當然之現象也。礦物成分若在稠黏之

第六十五圖　玻璃質岩石之構造

此爲一種黑曜石在顯微鏡下之圖，各礦物分子尙在集合途中，卽正在凝結中，故不能成眞結晶。

岩漿中，在各方不受何種抵抗而發達，則礦物將保持其固有之結晶學的形態；例如雲母作六角板狀，輝石或角閃石則作單斜柱狀，β石英則作六角重錐狀；此時之礦物，謂之作自形(idiomorphic)。若在此時岩漿流出，其餘剩部分急冷卻凝結，則先生成之礦物保有其自形，卽作斑晶，亦常保有規則的形狀；但其周圍往往受餘剩岩漿之熔蝕，例如石英斑晶所常表示之缺凹。或又變爲他種礦物之集合，例如雲母或角閃石之周圍，往往見有輝石及磁鐵礦之細粒集合，形成黑暗質邊緣(opacite bemin)。此乃礦物生成後，應環境之變化，再變其形狀也。

又當岩漿開始凝結時，有數種礦物作自形結晶後，在結晶繼續成長中，適遇他種結晶之生長，遂互相妨害發育，因之，結晶邊緣部，變爲不規則形狀，卽呈他形(xenomorphic)。故結晶之成長早完畢，不受他種礦物之妨害得完成其發育者，其礦物當然呈自形。又僅一部分受他礦物之妨害，他一部分則不受妨害，結晶已完成者，則一部分呈自形；故稱之爲半自形(hypidiomorphic)。反之，若在其他礦物結晶完成後，尙繼續發生之礦物，則不能充塡先成礦物之間而發育，其形態當然全爲他形。由此種關係推究之，則礦物生成之順序，及岩漿凝結之種種進程，略可由岩石之構造推知之。

此卽表示火成岩之構造，有研究之必要，因由此可以明其生成當時之狀況也。

第六十六圖　斑狀構造之二例

兩者皆爲玄武岩之薄片在顯微鏡下之圖。上圖中央爲橄欖石斑晶，星自形，下圖之下端赤爲輝石斑晶之一部，赤星自形。

第五節　火成岩之三大別

如前節所述，火成岩之構造因凝結當時之狀況不同而有差異。尤以在地中深部冷卻凝結極

緩之岩石，與流出地表急激凝結之岩石，其組構造之差異極明顯。不特此也，此種環境上顯然之差異，卽由同組成之岩漿生成之礦物種類，亦受其影響。在地殼內部鎂或鐵及鹼成分與水相結合，易生雲母或角閃石。若在地表，則彼此分離，鹼成分易作長石；鎂及鐵則易生橄欖石或輝石。

例如在地中深部，由微斜長石與黑雲母相集，凝結而成之岩石，若再熔融，使之在地表冷卻，則將變爲橄欖石，與白榴石之集合而不生雲母。米雪爾利維(Michel-Levy)等，曾有此種實驗，以次之方程式，表示此種關係。

$$K_2OAl_2O_3 6SiO_2 + K_2OAl_2O_3 2SiO_2 \cdot 2(Mg, Fe)OSiO_2$$
微斜長石　黑雲母

$$= 2K_2OAl_2O_3 4SiO_2 + 2(Mg, Fe)OSiO_2$$
白榴石　橄欖石

由此觀之，在地中深部冷卻凝結之火成岩，與地表大氣中冷卻凝結之火成岩，其諸性質大有差異。故可大別之爲二種。前者謂之深成岩(plutonic rock)，後者則稱噴出岩(effusive rock)。此二者之區別極重要，且易於識別。

但在多數岩石中，有位於此二種火成岩間之岩石，卽在地中淺部，在上述二者之間之情狀下冷卻凝固之岩石。因之，其性質亦介於深成岩與噴出岩之間，故稱之爲半深成岩（hypabyssal rock）。火成岩全部常大別爲上述三種。但此三種仍依其間之中間性質之岩石，互相聯絡，欲劃然在此三者之間作界線，事實上本極困難。茲將三種代表的岩石之特徵，對比如下：

深成岩　等粒完晶質且爲顯晶質，卽其成分礦物粒粗大，普通目力能辨認之。且其粒之大小均一。間有呈斑狀構造者。但其石基仍具上述之諸性質。此卽深成岩之特徵也。

半深成岩　多呈斑狀構造。其石基則爲隱晶質。卽普通目力難辨認其粒別也。但置之顯微鏡下，則全爲結晶之集合，玻璃質物甚罕見。但有時亦不呈斑狀，岩石全體具有上記之構造。

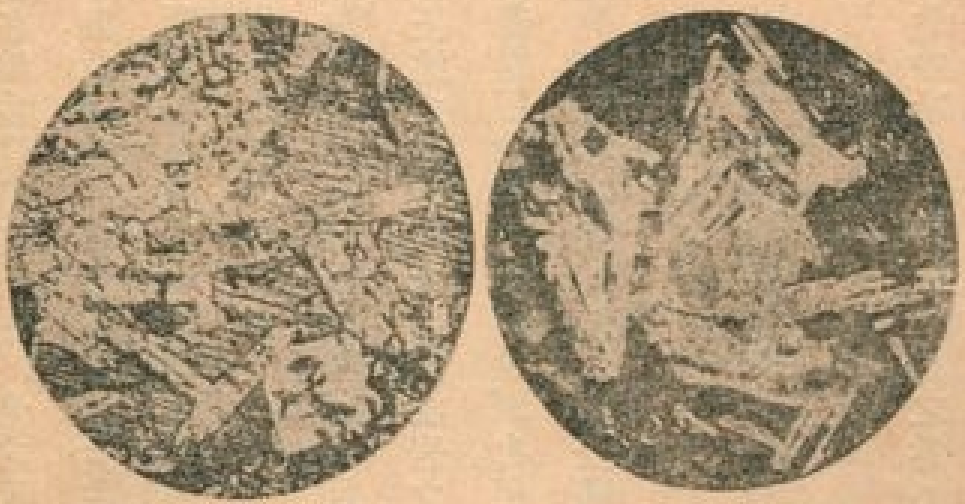
噴出岩　多呈斑狀。間有作等粒非晶質者。斑晶以外之各礦物極細粒，用普通目力不能辨認，或完全爲玻璃質，一般爲兩者之集合。

此三種岩石類中，前二者之深成岩與半深成岩，皆在地中冷卻凝固者；故稱之爲內迸發岩

(intrusive rock)。噴出岩則一名外迸發岩(extrusive rock)。岩漿之流出本爲火山現象，噴出岩常由火山之噴發而生成，故又名火山岩(volcanic rock)。

第六節　火成岩之主要種類

火成岩之三大部類，若更細別之，當然以化學的及礦物學的組成爲標準。故其分類法有三；(一)完全依據化學分析之結果爲化學的分類法；(二)依據目力或顯微鏡所判定之礦物成分爲礦物學的分類法；(三)由化學分析之結果，理論的求出礦物成分，是爲標準礦物分類法(norm classification)。但此三分類法，皆以二氧化矽之飽和程度，與二氧化矽結合之氧化鹼元素對氧



第六十七圖　輝綠岩構造(右)與蒙總岩(monzonite)構造(左)

兩圖皆爲早結晶完成之斜長石，作自形，輝石(右)或正長石(左)則充塡其間發育，故呈他形。

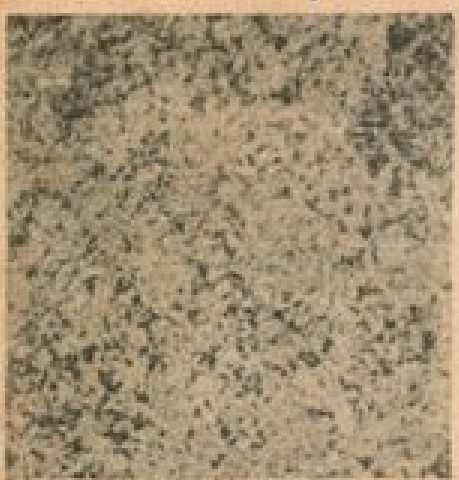
化鈣之比，及在岩質中之氧化鈉對氧化鉀之比等，爲分類之標準。唯其中應取何者爲標準始爲最合理之分類法，此則各學者最感困難之問題。吾人所要求之理想的分類法，乃由此分類上之位置，不僅可以知該岩石在化學成分上之特徵，並可以表示其在礦物成分上之特質。關於礦物成分之論述，既見前二節。至關於分類之理論，較爲艱深，暫從略焉。今唯將從來所知之主要岩石數種，記其概要如下。

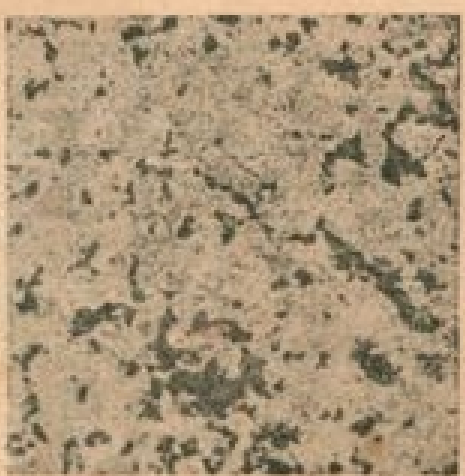
（深成岩）	（半深成岩）	（火山岩）
———	———	———
花崗岩	偉晶岩(pegmatite)	石英粗面岩(quartz trachyte)
花崗閃綠岩(granodiorite)	石英斑岩(quartz porphyry)	石英安山岩(quartz andesite)
閃長岩(正長岩)(syenite)	斑　岩(porphyre)	粗面石(trachyte)
閃綠岩(diorite)	紋　岩(porphyrite)	安山岩(andesite)
斑糲岩(輝長岩)(gabbro)	輝綠岩(diabase)	玄武岩(basalt)
———	橄欖岩(peridotite)	———

（上表同列者其化學的組成相同，礦物學的性質亦大體相等，唯就其構造及現出狀態之差，分爲三大岩石類耳。）

表中之花崗岩類，卽花崗岩及花崗閃綠岩，似爲構成地殼最大部分之岩石，其中包括一切之酸性深成岩；以石英，長石及雲母，角閃石，輝石中之任一種或二種爲主成分；礦物皆作粗粒，卽以普通目力，亦不難辨認。

此岩石中之長石白色或淡紅色，外觀似陶瓷片，因劈開與底面及側軸面平行，故多裂爲平滑面，極明瞭。石英常爲透明體，但微帶黑影，周圍與其他礦物交界處，狀若玻璃之裂紋，故易辨認。雲母則作其特有之板狀，且易剝爲極薄之細片，亦易與其他礦物區別。但其中尙有白雲母與黑雲母之別。白雲母幾近無色，黑雲母則呈黑褐色。至角閃石則作暗綠色之柱狀結晶。若依普通目力，頗難與輝石區別。但花崗岩類中產輝石者極罕。縱令有之，爲量亦極微。又因產





第六十八圖　花崗岩之肉眼的觀察

右爲粗粒花崗岩，左爲細粒花崗岩，白色部分爲石英及長石，黑色部分爲黑雲母及角閃石。

多量之石英，故不許白榴石，霞石等之准長石及橄欖石之發生。故無庸檢查此等礦物之有無。

以上各種礦物，其中長石類在此岩類中約占60%。其餘40%中，石英占25——30%。至角閃石或黑雲母等黑色礦物，最多亦不過10——15%。故此岩石類常帶白色，是清潔的美觀，若研磨之，其光澤尤美麗，故用爲建築材料，如建屋，造橋等多用此石材；且在觀察及研究上，亦爲至適當之材料。

此花崗岩類既易於辨認，且爲觀察上之好材料，故更進一步，

第六十九圖　花崗閃綠岩之顯微鏡的觀察

圖中 Or. 爲正長石，Pl. 爲斜長石，q. 爲石英，b. 爲黑雲母，h. 爲角閃石，斜長石之量大於正長石之量，故爲花崗閃綠岩。

加以學術的研究時，可再細別爲數種。其中占有容積最大部分之長石類，有以正長石，微斜長石等之鉀長石爲主成分者；有以鈉長石，鈉正長石，鈉微斜長石等之鈉長石爲主成分者；此等長石爲鹼長石。又有以鈣鈉長石或中性長石等（鈉長石與鈣長石之混晶）爲主成分者；是爲鹼鈣長石。視此等長石中孰爲岩石之主要成分，則其礦物學的及化學的性質亦大有差異。若視爲同一種類，決非科學的分類。故當再分爲以鹼長石爲主成分之岩石，與以鹼鈣長石爲主成分之岩石兩種；前者爲眞正之花崗岩，後者則爲花崗閃綠岩。此卽最近之一般區別法也。此外，尙有位於兩者之間者，卽其中鹼長石與鹼鈣長石約等量，因別爲之立一種類，稱爲斜長花崗岩（adamellite）。若鹼長石之量二倍於鹼鈣長石之量時，歸入花崗岩類。若鹼長石之量爲鹼鈣長石量之二分之一以下者，則歸入花崗閃綠岩類。在此二者之間者，卽爲斜長花崗岩。

此等岩石在顯微鏡下易於辨認。尤以在直交尼可爾鏡下，鹼長石與鹼鈣長石區別極易。但用普通目力則難辨認。故有以雲母或角閃石之量，爲類別之標準者，卽分爲兩雲母花崗岩，黑雲母花崗岩，角閃黑雲母花崗岩，角閃花崗岩，輝石花崗岩等種類。此種區別法較便利。且此等黑色礦物與

長石種類有相當之關係，例如兩雲母花崗岩常爲鹼花崗岩，黑雲母花崗岩則多爲斜長花崗岩，角閃黑雲母花崗岩，以下則概爲花崗閃綠岩。

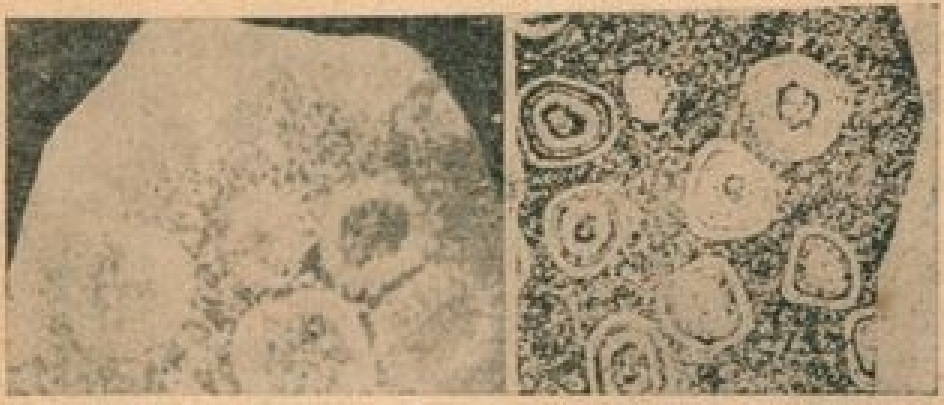
深成岩中之第二種類爲閃長岩。閃長岩之成分礦物爲鹼長石與雲母，角閃石或輝石。此類岩石與花崗岩不同，不含多量之石英。有時反含橄欖石或霞石，白榴石，方鈉石等不飽和二氧化砂之礦物。且其中鹼量甚多，長石之大部分皆屬鹼長石，有時亦含有鉀雲母，鈉輝石，鈉角閃石等。

第七十圖　花崗閃綠岩之例

至閃綠岩，同樣以長石，雲母，角閃石或輝石爲主成分之深成岩也。但氧化鈣較之鹼量爲大，且長石亦爲鹼鈣長石之中性長石，卽輝石角閃石亦多含鈣分；縱令含有石英或橄欖石，爲量亦微；二氧化矽量不至過多或不足。

上述之區別，以普過目力實不易辨認。例如閃長岩與閃綠岩，一見大體相類似，較之花崗岩則缺少石英及多角閃石黑雲母等，故其色黑白相間，較之花崗岩爲黑。閃長岩與閃綠岩，驟觀之，亦不易區別也。

比閃綠岩更缺乏二氧化矽之深成岩爲斑糲岩。其主要成分爲輝石及鹼鈣長石（卽斜長石）。後者多爲鈉鈣長石，亞鈣長石等，二氧化矽之含量愈小。且輝石之量較之長石愈增加。此二特點，卽可與閃綠岩區別也。其次斑糲岩有時含有多量之橄



第十七圖　球顆閃綠岩

一般花崗岩或閃綠岩，常有此種構造，圖爲球顆構造之閃綠岩，在科西嘉(Corsica)（地中海中一小島）產者，特稱之爲拿破崙岩。

橄石，此在閃綠岩決不能發見之現象也。又其中輝石爲普通輝石，在普通之柱面劈開外，與正軸面平行，容易裂開，此裂開面發一種光澤，有如古銅，一特徵也。此種輝石特稱之爲異剝石。但有時產斜方輝石代異剝石，此種斑糲岩特稱之爲紫蘇輝長岩或斜輝斑糲岩（norite）。

此等輝石往往變化爲纖維狀之角閃石集體，此時

第七十二圖　橄欖斑糲岩之一部

專爲圖，石灰爲分黑色，石橄欖爲者狀網呈，石長斜爲分部色白。同之岩橄欖斑糲岩於介質性其，片薄之作面分部集密物礦二後就

特稱之爲假像纖維角閃石或烏拉石（umlite）。

又斑糲岩中有時產鹼長石或准長石以代斜長石，此時謂之鹼斑糲岩。若正長石與斜長石之量約相等時，稱之爲梨塔冷岩（Rontallenite）。

以上所舉各種岩石類，皆在地中數千公里（kilometer）之深部，冷卻凝固作大塊狀。若此等岩漿流出地表時，組成雖無變化，構造則大異，是爲火山岩。通常含有多少玻璃，此卽證明其冷卻之過急也。

在深成岩中占最大部分者，爲花崗岩類（卽眞正花崗岩與花崗閃綠岩）。與此花崗岩類相當之火山岩，爲石英粗面岩及石英安山岩。但此等岩石不及與其相當之深成岩之發達。

石英粗面岩乃與狹義之花崗岩相當之火山岩，由石英，玻璃長石（sanidine）（正長石之一種），雲母，或角閃石構成之。此等礦物常作斑晶，以普通目力能辨認之。但此等斑晶，爲量極少。其間之石基，實占大部分之容積，或爲玻璃質，或爲顯微鏡的微晶與玻璃之集體，有時竟全部爲石基；斑晶幾難發見。

欲知本岩石之特質，當知斑晶與石基同爲岩石之主要因素。縱令普通目力不能認出石英或鹼長石，但其仍屬此岩石類者甚多。故當判定此岩石時，必須在顯微鏡下觀察之，及行化學分析。其岩色一般呈淡黃，淡紫，淡紅，淡青及白色。但皆與白色相近，易與其他火山岩區別也。

此岩石之斑晶有時極小，其以玻璃爲主要部分之石基中，常見有濃淡二種條紋，洽如水流之狀，乃由微小之結晶所構成，此卽石英粗面岩之特徵，故一名流紋岩（rhyolite）。若斑晶較多，其石基作塊狀者，特稱爲石英粗面岩（liparite）。又其中石英之斑晶特多者，卽爲狹義之石英粗面岩。此三種名稱，皆對此種岩類而立之同質異名也。

與石英粗面岩類似，缺乏鹼成分而富有鈣分者，卽石英安山岩也。其色稍濃厚，多呈灰青色或鼠黑色，此乃由石基而生之色澤也。石基與安山岩者相似，唯其中斑晶爲石英及斜長石，是其特徵。有時亦呈白色，淡紫，淡褐等色，因其石基與石英粗面岩相似也。但其中主要斑晶爲斜長石，故有稱之爲斜長石英粗面岩者。又有一種類似流紋岩之石英安山岩，但其中長石仍爲斜長石，故又有人稱之爲流紋石英安山岩。此等岩石由其成分觀之，皆爲石英安山岩也。又有含多量雲母之安山岩，

一般稱之爲雲母安山岩。但由其成分言之，亦與石英安山岩之一部相當也。若雲母爲白雲母，及產含有氧化鈉之輝石角閃石，則此岩石爲石英粗面岩，而非石英安山岩矣。

石英粗面岩中若二氧化矽之量減少，則變爲與深成岩中之閃長岩相當之粗面岩；乃以鹼長石，雲母，角閃石或輝石等爲主要成分之火山岩也。其大部分爲顯微鏡的微晶，且常含多量之玻璃，若單以普通目力頗難判定。其中缺少石英，此卽與石英粗面岩不同之點。有時反含少量之橄欖石或准長石類之礦物。又准長石類常與白雲母，鈉輝石，鈉角閃石共產出；由此可以與安山岩區別也。

其次若以斜長石及輝石或角閃石爲主成分之岩石，則爲與深成岩中之閃綠岩相當之火山岩，卽安山岩也。此種岩石，在日本及太平洋岸各火山帶，分布極廣；尤以日本之多數火山，幾全由此種岩石構成之。

安山岩更分爲數種。第一爲各火山系所發達之輝石安山岩，紫蘇輝石安山岩，雙輝石安山岩等；其色暗綠或暗褐，含有多量之輝石及斜長石之斑晶外，有時亦見有橄欖石斑晶；且斜長石之斑晶有時爲鈉鈣長石，亞鈣長石，或鈣長石，卽爲極缺乏二氧化矽之種類；故驟觀之，鹼性極強，似宜屬

之玄武岩，但加以分析後，二氧化矽之量亦相當多（在53%以上），故仍屬之安山岩。若按美國式之標準礦物分類法，則與普通之安山岩有別。特名之爲奧加乃特岩（augenite）乃屬盤梯式（bandose）之岩石類也。

此種岩石由其斑晶觀之，似鹼性極強，究其實則非鹼性岩石，因其石基爲極酸性也。蓋此岩石若在生成斑晶之地中深部，繼續冷卻凝固而成；則其先生成之橄欖石，在一定溫度，適遇包晶現象，將變爲輝石；鈉鈣長石亦刻刻變更其組成，將成爲切近鈉長石之中性長石；但橄欖石，斜長石之一部，在過渡期中生成後，岩漿即急流去，故此等礦物仍保有

第三十七圖　石英粗面岩與粗面岩

右爲石英粗面岩之一種，稍似石英斑岩，其中央二斑晶，即石英也。左爲粗面岩特有之流紋狀石基，中有玻璃長石之斑晶，兩者皆在顯微鏡下之圖也。

其斑晶而存在；其餘剩岩漿已無餘力與此等礦物相反應，遂急凝結爲岩石故也。

第四十七圖　安山岩之兩種

上爲有多少正長石之粗正岩質安山岩，下爲有角閃石斑晶(H)之角閃安山岩，兩者均爲顯微鏡下之圖。

第二種爲各火山地所見之褐色或灰色安山岩。有時含有輝石或紫蘇輝石，有時無之。富有斜

長石及角閃石之斑晶。有時稍產黑雲母。卽爲角閃安山岩或閃雲安山岩。此種比前一種更富有二氧化矽，歐洲各地所產之安山岩，實與此相類似。

第三種特稱爲讚岐岩(sanukite)，由古銅石(bronsite)或頑火石(enstatite)等缺乏鐵分之斜方輝石及斜長石構成之安山岩也。一般富有玻璃。德人萬信克(Weinschenk)特稱之爲讚岐岩者，因其岩石中除頑火石之微晶外，有全部爲玻璃質者，故其岩質多似玻璃，敲之如擊磬，故又稱之爲磬石。其出產地方多爲無人島，故又稱無人岩(bonimite)。此乃彼德生(Petersen)特立之名也。

安山岩中愈缺二氧化矽，則變爲與深成岩中之斑糲岩相當之火山岩，卽玄武岩。或作熔岩臺地(lava plateau)，或在大洋中作火山島，其分布較安山岩廣。但大陸上之普通火山則罕由此岩石構成者。其色一般暗綠，或暗灰而近黑，其斑晶爲輝石或橄欖石，但一般罕見；又與大多數之安山岩不同，不含多量之斜長石斑晶。玄武岩中若加進少量之鹼長石或准長石，則變爲鹼玄武岩。

火山岩若在噴出途中，於地中較淺部位凝結完成時，則變爲半深成岩；卽介於深成岩與火山

岩間之中間性岩石也。最普通者，如以石英長石雲母或角閃石爲主成分之石英斑岩，以斜長石及角閃石爲主成分之紋岩，及以斜長石輝石爲主成分之輝綠岩等是也。石英斑岩之長石及石英斑晶，通常散在於隱晶質石基中，石基則常由石英與長石之小晶體構成之。

在紋岩中，多量之斜長石與角閃石之斑晶，作黑白相間之文章，其間亦常見有隱晶質之石基；至輝綠岩之多數則爲輝石與斜長石之隱晶質集體；有時量所謂輝綠岩構造(ophitic texture)；斑晶中往往含之，但有時亦全無也。

此外屬半深成岩類者尚有偉晶岩與橄欖岩兩種。前者由鹼長石石英及雲母構成之，其組織極粗，卽其成分礦物之結晶極粗大，常有達尺餘者；故知偉晶岩實與普通之半深成岩有別，因其常充填其他岩石之裂隙中作小塊，故以之歸入半深成岩類；究其實，乃介於火成岩與普通礦脈間之中間性岩石，有特種之構造，含有多種多樣之礦物；此等性質，實其他火成岩所未有。卽其成分礦物除普通之雲母長石外，尚產鋰雲母，鋰輝石，鈉角閃石，鈉輝石，方鹼石等富有鹼分之礦物；電氣石(tourmaline)，螢石，黃玉(topaz)，燐灰石等富有硼，氟，燐等元素之礦物；鈾砂礦(UO_2)，鈦燐礦

(xenotime)($Y_2O_3 \cdot P_2O_5$)，鈮鐵礦(columbite)($(Fe, Mn)(Nb, Ta)_2O_6$)，鈾鈰鈮礦(samarskite)$Y_4(Nb_2O_7)_3$ 等含有鈰(Ce)，鉭(Ta)，釔(Y)，鐿(Yb)等稀有元素之礦物；及輝鉬礦(molybdenite)，重石(schaelite)等。其他珍奇之礦物尙多，不能一一枚舉。至其構造，亦常見有一尺以上之長石，二尺以上之電氣石，有時產出長達二十四尺之鋰輝石等；用普通目力易辨認其長石及石英，且爲量甚多；此等礦物復與周圍岩壁作平行層狀。凡此特性皆非他種火成岩所有也。蓋此類岩石乃在花崗岩質岩漿凝結之最後期，由富有水分，多量之各種氣體，及餘剩之鹼，二氧化矽等之岩漿產出者也。

第七十五圖　玄武岩之顯微鏡的觀察

白色小木片狀者爲斜長石，斜長石間之細粒爲輝石，純黑粒狀物爲磁鐵礦。

其次橄欖岩類乃全由橄欖石構成之，岩石幾全無鹼成分，二氧化矽之量亦頗缺乏，此數點爲其特徵。通常皆略變質，多變爲蛇紋岩。但有時其中產透角閃石或斜方角閃石，分離其氧化鐵，此等礦物常相集作種種美麗之紋模。常用爲裝飾石及建築石材等。又橄欖岩中常含多量之鉻鐵礦。白金，金剛石等；有時與之相伴產出。

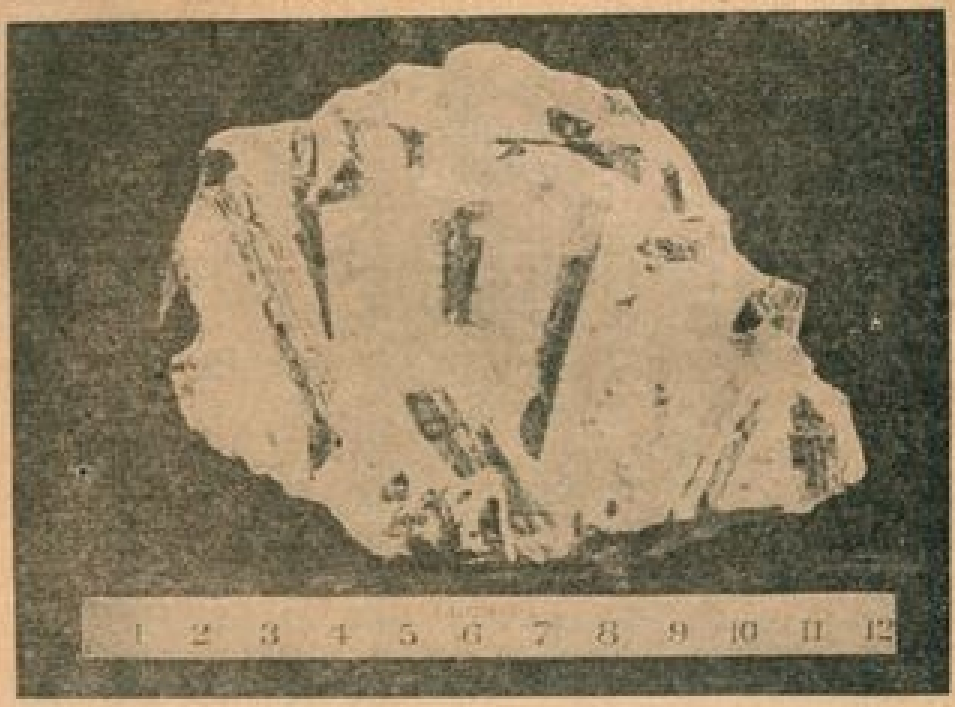
第七節　火成岩之產出狀態

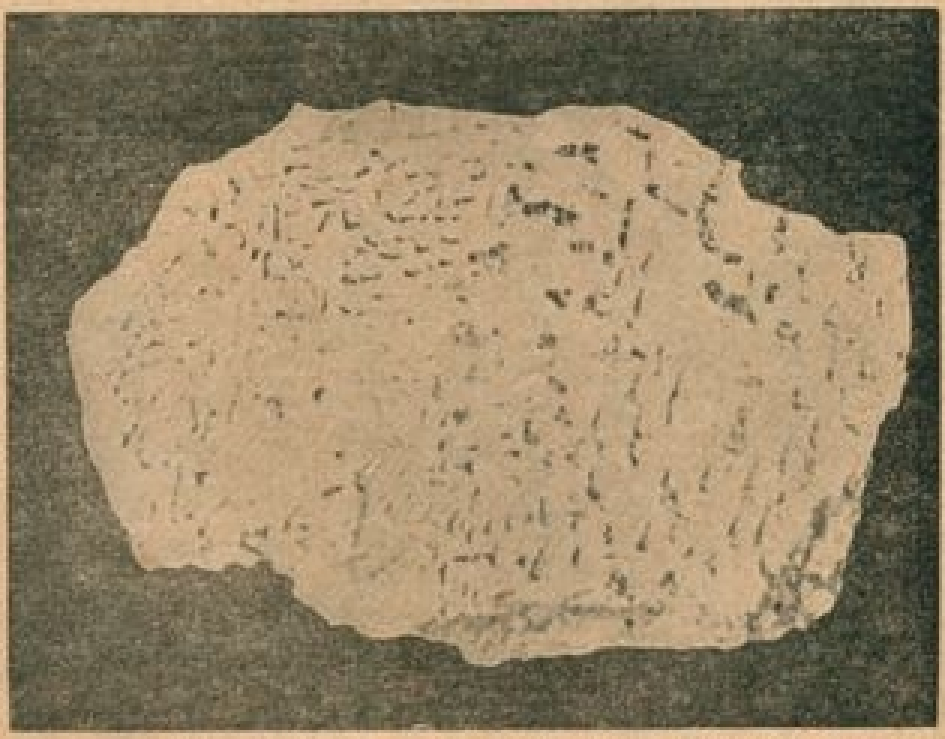
火成岩之產出狀態亦有種種，所謂火山（volcano）乃由火成岩之噴出而成者。即同爲火山，其形狀亦種種不一。

若流動性極大之熔岩貫穿地殼，由長大之裂隙平均流出時，則填積山兩側之低地，分布頗廣，

第七十六圖　石英斑岩之顯微鏡的觀察

斑晶（Q）爲石英石基，乃以長石（S）爲主之石英長石共生，作微粒狀之組織，全不含玻璃質。





第七十七圖　偉晶岩之構造兩種

上爲長石及電氣石之共生(約實物大之五分之一)，下爲長石與石英(黑色部分)之文象狀共生(約實物二分之一)。

猶如火海。冷卻之後，皆變爲火山岩之大塊，成一荒涼之熔岩原。若此種作用重演數次，其熔岩原漸積漸厚；有達數千公尺之厚者。現在印度得坎（Deccan）半島，美國哥崙比亞河流域，非洲亞比西尼亞（Abyssinia）及介大西洋與北冰洋間之挨斯蘭島（Iceland）等地方；均發見有此種熔岩地帶。

若此種熔岩原漸次受河流之侵蝕，貫流其間，則其河流間存留之熔岩原或作熔岩臺地，或成熔岩高原。上舉各地方，皆爲此種大高原，面積達數千平方公里，貫流此高原中有深達數千公里之峽谷。然此峽谷猶多未達到熔岩底之部分也。

若熔岩由上述之大裂隙平均噴出時，一般稱之爲裂罅噴出（fissure eruption）；其岩質多爲玄武岩。反之，若熔岩以地殼之一點爲中心向四方流出時，特稱之爲中心噴出（central eruption）；普通之火山卽中心噴出之例也。此時若熔岩之流動性大，向四方作薄層分布，則其所成之火山傾斜緩慢，變爲面積對高之比頗大之山狀，若古武器之盾，又似覆盤狀，故有盾狀火山之名。例如夏威夷之冒那羅亞（Mauna Loa）及冒那開亞（Mauna Kea）是也。又如有名之幾勞埃亞火山，乃在後者中腹之大火口也。由此等火山流出之熔岩，富有流動性，若大樹當前，則繞其兩側而

第七十八圖　偉晶岩之產出狀態

白色部分爲偉晶岩，黑色部分爲閃綠岩（上），叉角閃片岩（下），常見偉晶岩作細脈產出。

向下流，不摧倒之，卽性質似熔解之糖漿也；凝結後，表面平滑，其狀如流，又多似捲繩狀者，故又名繩狀熔岩（ropy lava）。其大部分爲玄武岩。

反之，若熔岩之黏性強，難擴散時，則作急傾斜之火山，有時作饅頭狀在火山口上隆起，有時作鐘狀或鍋底形之火山，卽所謂鐘狀火山者是也。

第七十九圖　橄欖岩之一種——柯特蘭岩（cortlandite）

圖中呈大斑紋者爲橄欖石，呈小斑紋者爲輝石，圍者皆散在於角閃石之大結晶中（圖中呈黑灰色者），此卽本岩石之特徵，在世界中可稱爲一種珍奇之岩石。

圖爲夏威夷幾勞埃亞火山之熔岩流，如圖所示，流出時爲灼熱高溫之流動體，直接爲火成岩之源，間接爲一切岩石礦物之源之岩漿，卽此物也。

鐘狀火山更作極端之形狀者，其例有西印度羣島中之畢曼火山(Mt. Pelée)，呈尖塔狀，卽所謂塔狀火山也。但此種火山易崩壞，其存在期常短促。又若熔岩流出之際，含有多量之熱氣體時，則其發散極盛，起一種爆發，熔岩之一部向高空中飛散。此等飛散物落下在

第十八圖　熔岩蓋地之一例

第十八圖一　火山狀塊之一例

地面堆積者，是謂火山碎屑物（volcanic ejecta Bombs）。若此碎屑物微小如塵，則稱之爲火山灰；若粒大如砂，則稱之爲火山砂；若豆粒大至胡桃大者，則稱之爲火山礫；其更大者則特稱火山彈。其形狀種種不一。此等碎屑物又應其粒之大小，或遠或近，堆積於山之周圍。且同在一地點，其粒片之大小常因火山爆發力之盛衰而不同。通常作完好之層狀，卽所謂成層火山者是也。例如日本之富士山及其他大火山，卽屬此種，又稱圓錐火山。

但此種火山，其熔岩有時由頂上之火口流出，有時突破山體之側壁流出，作熔岩流（lava flow）。此種熔岩流之流動性弱，凝結後作參差不平之表

第二十八圖　成層火山（日本之富士山）

面，卽其狀態與前之繩狀熔岩相反；別稱之爲滓狀熔岩（scoriaceous lava）。

當熔岩流出期間中，火山彈落下極多，熔岩卽膠結此等火山碎屑物作集塊熔岩（agglomerate lava）；又火山彈間充填火山灰者，結集成岩石，是謂集塊岩（agglomerate tuff）。此等岩石對風雨之侵蝕之抵抗力因部位而有強弱，故呈種種複雜形狀。

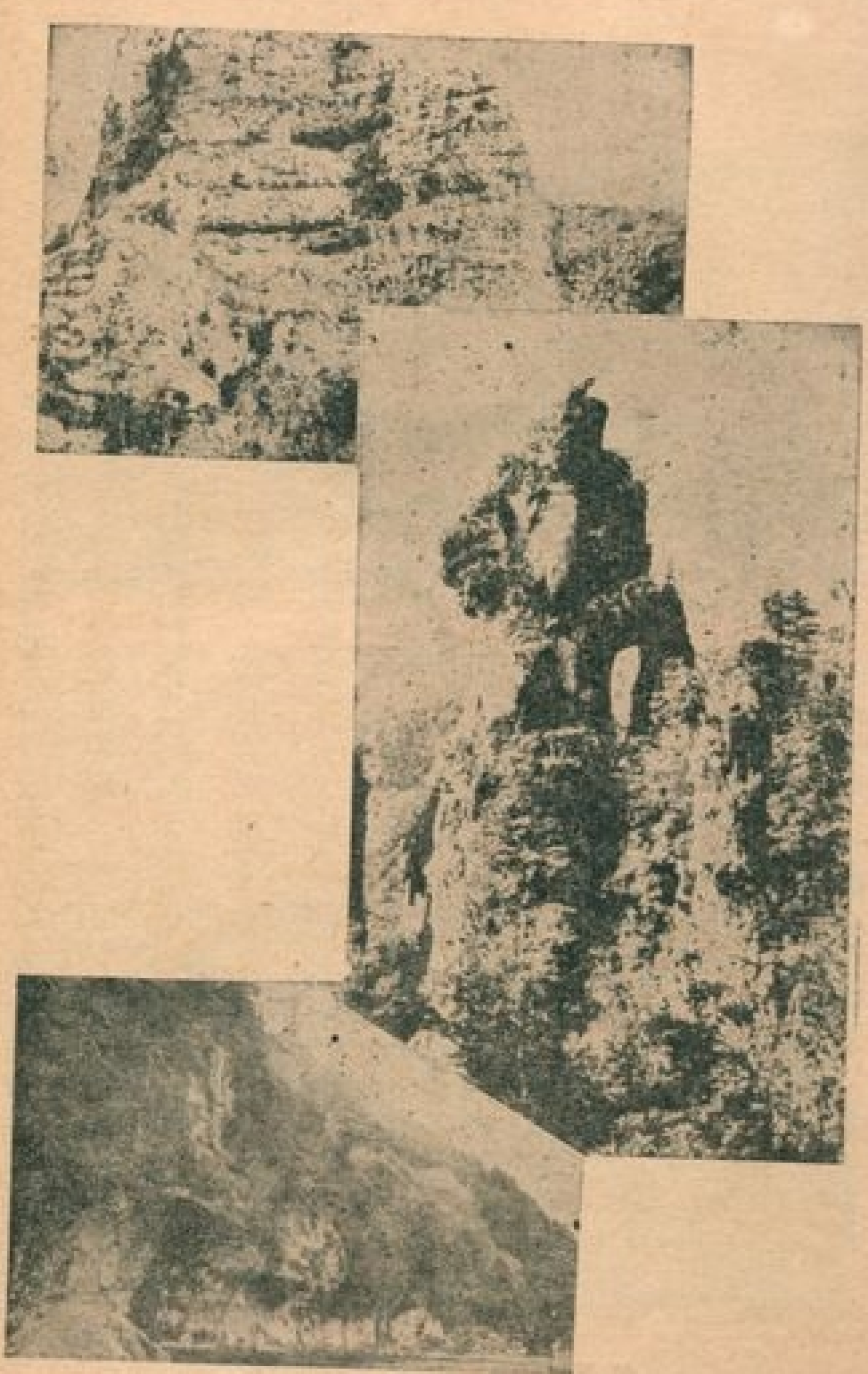
熔岩之性質，火山之形態，及由此等條件而生之風景之差別；若能一一詳述之，當有無窮之趣味；唯限於篇幅，暫從略焉。

生於火山國之人，例如日本人，爪哇人，夏威夷人，意大利人等，能目擊火山岩之產出狀態；但內迸發岩同爲火成岩，其生成地點在地中深部，則非吾人目力所能及，無從觀察；幸經過長期之年代後，常因侵蝕作用而露出地表，觀察其周圍之關係，可以略知其產出狀態：有在地表連續數十公里作大塊者，向地中愈深進則其容體有愈大之傾向，故稱之爲底磐（batholith）。其小者直徑僅數公里，稱之爲岩株（stock）；此恐爲底磐之分枝或其頂部。

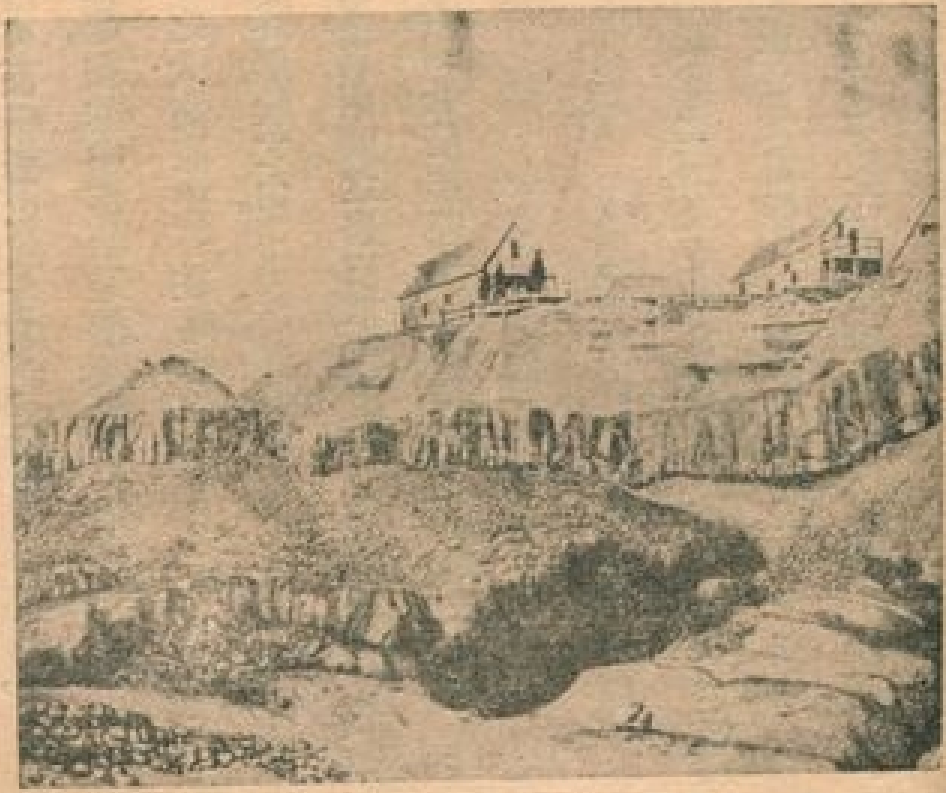
又此等深成岩有作規則的板狀，貫其他種岩石中者，其外觀似充填於他種岩石中之裂罅。又

第八十三圖　繩狀熔岩與滓狀熔岩

上爲日本淺間山流出之滓狀熔岩，下爲夏威夷毛勞埃亞火山之熔岩。



第八十四圖　堆積岩之奇景



第八十五圖　岩脈與岩床

上圖爲橫斷河流之岩脈，下圖爲雙層岩床。

有夾於地層間者，此等產狀作板狀擴張，占有面積極廣。前者謂之岩脈（dyke），後者謂之岩床（sheet），又岩床向上突起，將上部地層推起，在其中作凸透鏡狀，即中部膨脹兩邊尖薄者，謂之岩弩（laccolith）。例如美國柯羅拉多河沿岸之大高原中，有在略作水平層之地層間作饅頭狀之突起者是也。在廣漠無涯之高原地帶中，作特殊形狀之山。

岩脈及岩床在地表所受侵蝕作用程度，與兩側之岩石不同，因岩質不同，或遲或速；較兩側岩石堅硬者，則屹立存在；其較兩側岩石柔軟者，則低陷作窪地，成爲特殊之風景。又有孤懸河流中，成爲美麗瀑布者。

以上皆爲由形態上觀察之火成岩產出狀態之例。今更就其實質研究之。則同一火成岩塊，因部位不同，其構造上有無差異，及其間所生之裂隙性質等，均有考究之必要。

岩床，岩脈中大體各部皆爲均質，任取何一片比較之，皆互相類似。但此等岩塊，有中心部與側部異其性質者，即前者之礦物粒稍粗，後者則爲細粒作緻密狀；前者富有二氧化矽，後者則二氧化

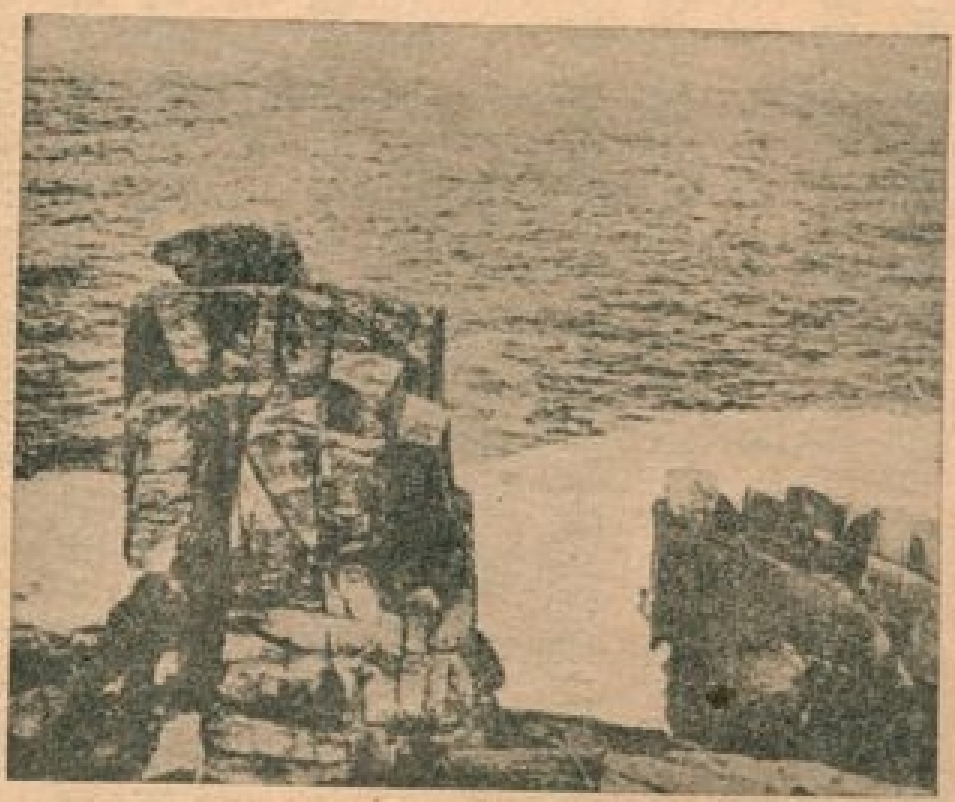
砂之量極缺乏；但又有情形與上述性質相反者；又在岩床中，輝石，橄欖石多集中於岩塊之下部。

此種傾向，在岩盤中尤顯著，其邊緣部爲細粒緻密狀之鹼輝綠岩，漸至內部則漸變爲粗粒，具有深成岩之特徵；但上部多爲閃長岩，以鹼長石爲主成分；下部爲鹼斑糲岩，含有多量之橄欖石或准長石。

此種部分的變化中，其粒之大小及其他構造上之不同，乃單由冷卻速度之差而起之變化；至礦物成分之種類及化學組成之差異，則不能不歸之他種原因；此當於後節火成岩之分化項中述之。

火成岩之裂隙與其表現之狀態亦大有關係：多數石英粗面岩，其表面常生無數之不規則裂紋，致岩石常易崩壞；又有一種花崗岩類，不易生裂紋，故常作大塊狀；埃及之奧柏力斯克(Obelisk)大尖塔，高約八尺，僅由一塊花崗岩構成之。

若火成岩中之裂隙循一定規則，作一定裂紋者，謂之節理(joint)：其中最常見者爲岩床，岩脈，熔石等岩石中之柱狀節理(columnar joint)；有時亦作板狀節理(platy joint)；此等乃花崗



第八十六圖　海岸所現之花崗閃綠岩之方狀節理

閃綠岩等之深成岩中所常見之方形，或如木箱相積疊之形狀之節理也。例如玄武岩常生六角柱狀之節理；安山岩亦常生柱狀節理；又有花崗閃綠岩大岩塊，循互相直交之三方向而生裂隙，即成所謂方狀節理，其結果則成直方形之岩塊。

岩石之所以有此種構造者，乃因岩漿凝結，由繼續之冷卻作用遂生收縮現象，由收縮遂生此種節理；岩床，岩脈等其冷卻先從兩側之表面起，故其收縮中心常在此兩側面。但在一平面內使收縮中心最平均分布之方法，乃以三組等長平行線分該平面爲無數之三角形，即以各角頂爲中心，故各中心在六個方向以等距離與相鄰之中心相聯絡；若由此中心向各方向一樣開始收縮時，則裂紋與聯結二中心之線直交，在中心之周圍作六角狀；此狀態漸侵入岩脈或岩床中，其作用猶尖劈之插入木板中，侵入方向與該平面直交，由是遂成六角柱狀。

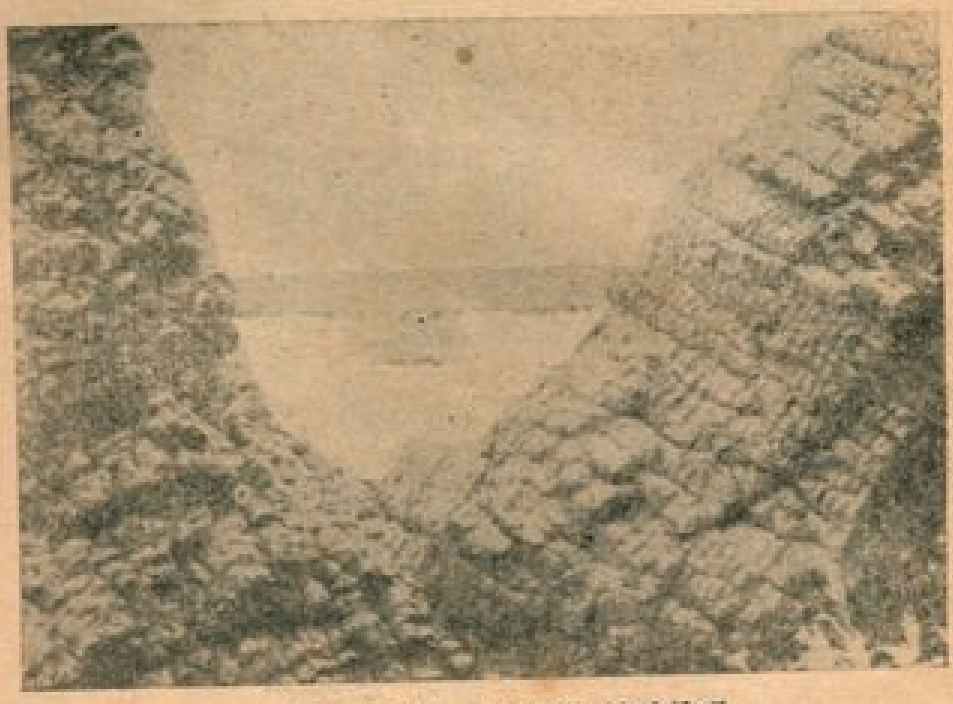
反之，在地中深部作大塊之火成岩，當其冷卻時，在各部分起均等之收縮作用，即其中心在無數之立方體之各角頂；故其收縮平均，此即花崗閃綠岩等之方形節理生成之原因。

第八十七圖　火山岩之柱狀節理

（甲）　玄武岩

第八十七圖　火山岩之柱狀節理

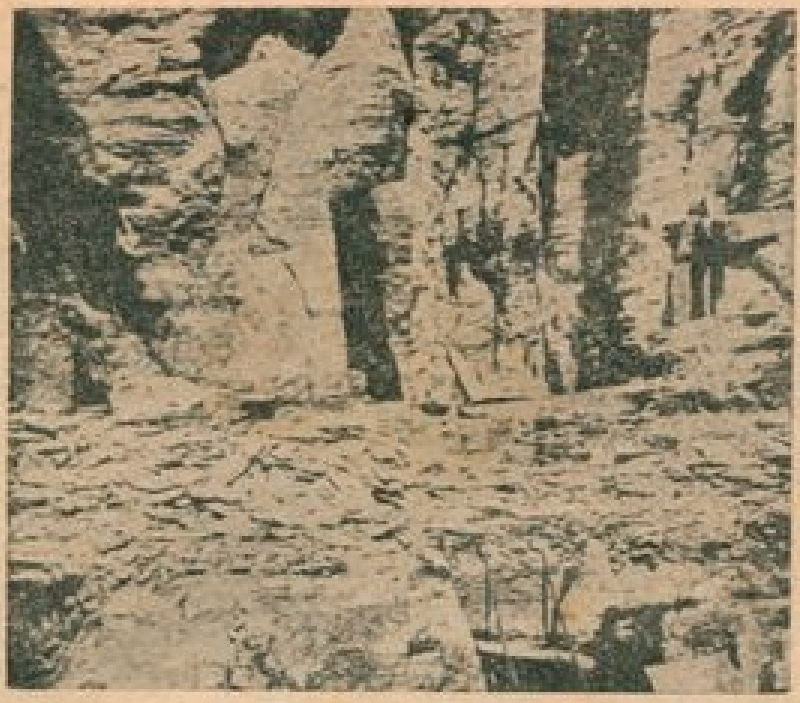
（乙）　石英安山岩



第八十七圖　火山岩之柱狀節理

安山岩（丙）

第八十八圖　岸海之成所岩水材

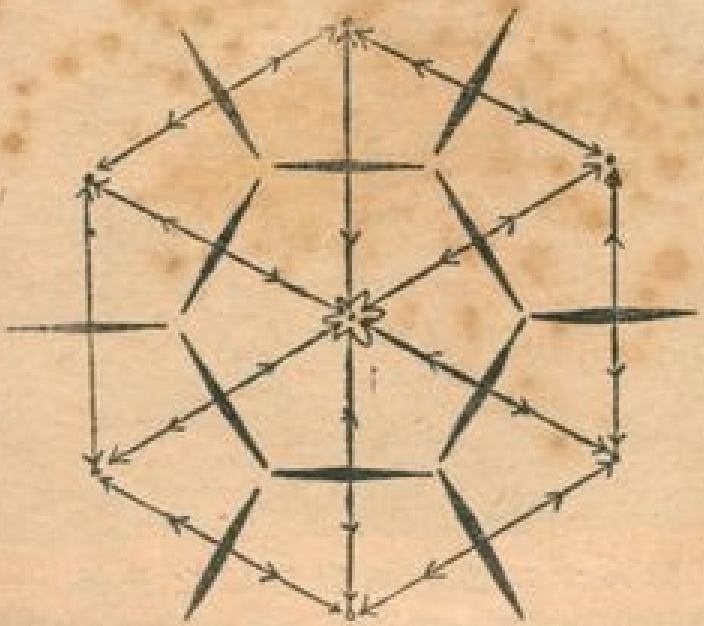


第八十九圖　鐵平石之例

第九十圖　千俵岩之奇觀
圖爲直立岩脈上所生之柱狀節理

火成岩之現出狀態，尙有一項須注意者，卽其風化面之狀態；例如花崗閃綠岩礦粒極粗之岩石，其含有多量之石英者，在各礦物分解之先，碎散爲石英粒作砂礫者甚多。有時亦沿方形節理而發生此種現象，唯各立方體之中心部存留作球圍狀；有時又不化爲砂粒而作層狀，按上下順序，漸次剝蝕，終變爲葱球狀，是謂葱球構造（onion structure）。

反之，礦物粒微小之火山岩分解後，容易化爲土壤；例如玄武岩常化爲深紅色之土壤，石英粗面岩則常化爲白色土壤。慣於此種觀察者，縱火成岩表面已分解，檢其土壤，亦不難推定其下部之新鮮岩石。受海水河流之侵蝕，分解之風化物，卽隨水



第九十一圖　六角柱狀節理之成因

沿箭符所示之方向收縮，當然生成如圖所示之裂紋。

第九十二圖　花崗岩類之分解

上圖爲由花崗岩之分解而生砂礫，因恐砂礫崩壞，特作堤以防堵之；下圖爲美國阿羅拉多州內之一奇景，由花崗岩分解而生之大規模的巨球構造。

流去，岩石曝露於外，可得直接視察其性質。

第八節　火成岩之分布

現在火山在世界中，決不作平均分布，故火成岩之分布於世界各地，亦不能一律平均。例如俄國之大部分及西比利亞中部，全不見有火成岩之地方，其實地中亦有火成岩之存在。但此處所謂火成岩之分布，決非全般問題，乃就各種火成岩之地理的及地史的分布而言；由此問題之反面觀之，則爲岩石學上之地方色彩。

在此意義上之要重問題，卽大西洋沿岸諸地方與太平洋沿岸諸地方間，其岩石分布上之差異。前者之區域，富有鹼分之岩石極發達，故其中長石多爲鹼長石；二氧化矽及氧化鋁之量，不足以飽和鹼成分，故常產白榴石，霞石等之准長石；又常見有鈉輝石，鈉角閃石之產出；卽到處均產鹼性火成岩也。反之，在太平洋沿岸各地方，岩石中所含之氧化鈣多於鹼成分，故其中長石多爲斜長石，卽二氧化矽量稍少，亦可使之飽和，故不產准長石類，其中之輝石，角閃石亦多屬鈣質；產出鈉輝石

或鈉角閃石者極罕。因此種岩石學上之異點，故區別此兩區域爲不同式之岩石區(petrographic province)：卽一爲大西洋式岩石區，一爲太平洋式岩石區。但在歐羅巴之向牙利一部分地方，太平洋式岩石極發達；又在太平洋沿岸如高麗之一部分地方，及塔希提羣島(Tahiti Islands)之一部，大西洋式岩石亦極發達。

又同屬太平洋岸之地方，如夏威夷或薩摩亞羣島(Samoa Islands)，其地方多產玄武岩；如日本諸島則安山岩極發達；其岩石因地方不同，又各有特色。

* * * * * * * * *

火成岩之地理的分布，既如上述。今當述其地史的分布，從前以爲花崗類，閃綠岩類必屬古生代之岩石；安山岩，玄武岩等，必屬第三紀以後之岩石；此等見解全無意義；蓋現在地中深部，此等岩類恐亦在生成中，不過無從觀察耳。必須俟含有此等岩石之地體隆起後，及覆載其上之岩石受削蝕後，始能映進吾人眼中；唯此等作用需長年月，故雖有在新時代生成之深成岩，吾人亦無從知之。

同樣安山岩，玄武岩等在古時代恐亦多噴出；因受侵蝕作用，或全被洗削，或完全變質，故不能

以當日之外狀，昭示吾人而已。

第九節　火成岩之分化

以上既述岩石之現出狀態及其分布，今當述各種組成不同之火成岩由何而生成。吾人最先發生之疑問，卽此等種類複雜之岩石，豈非發原於同一岩漿乎？例如有同屬一岩漿，上部爲閃長岩，下部爲斑糲岩；又有同屬一岩株，一部分爲花崗閃綠岩，一部分則爲閃綠岩；且此等岩石間無何等之界線；又由同一火山之火口流出之熔岩，先流出之部分，與後流出之部分，其組成不同；由

第九十三圖　挨色斯岩(essexite)之原產地

圖爲美國波斯頓市東北方之福爾洛克衆養地附近之岩石，白色部分爲蓋石閃長岩，黑色部分爲挨色斯岩脈，乃一種鹼斑糲岩，大西洋岸地方特有之火成岩類也。

上各點觀之，此等異種岩石似同出一源。蓋同一火山或同一地方之火成岩，有種種共通之特徵，尤令人信其爲必同出一源無疑。

最先將此種想像公諸學界者，爲進化論泰斗達爾文氏；謂當岩漿凝結之初期，其中一種礦物先結晶而沈降集中於下部，由是上部與下部之組成，大不相同；此卽由同一岩漿發生數種岩石之理由。主張生物有同一來源之達爾文，其主張一切岩石皆由同一之岩漿發生，非無理也。

達爾文氏發表此說後，頗引起當時學界之注意。此火成岩分化說或稱岩漿分體（magmatic differentiation）之學說，在原則上易得多數學者之贊同，唯其以結晶沈降爲分化之方法，則在長期間未得人認許；堤爾（Teall）及其他多數學者謂在岩漿開始凝結之先，其邊緣部與中心部之溫度不同，此卽分化之原因；幷且主張鹼性成分尙作分子瀰散於岩漿中，後向溫度較低之周圍集中；此爲一時最有力之學說。但經後來多數學者研究之結果，以爲縱令由此原因可以促成組成之變化，但其力亦極微弱，究不能以之說明火成岩分化之大事實；由是有佛格特（Vogt），布勒革（Brögger）一派，因見水與炮碉油（aniline）之混合體，在高溫度完全互相溶解，因溫度低下則

分爲富有水與富有炭酸油之兩層；因將此現象應用於岩漿上，以爲在高溫度時岩漿爲均質，冷卻後遂分爲二個以上之不同部分；並主張富有某種硫化礦物之岩漿，與普通之矽酸鹽類岩漿之間，此關係尤易成立。然至現世紀，由在美國卡內基研究所等處之人工岩漿研究結果，及在玻璃製造廠對二氧化矽熔融體之慣重觀察之結果，知佛格特等之說，實不適用於普通之火成岩；最初贊成此說之得里（Daly），後亦取放棄之態度矣。

在岩漿凝結開始以前引起分體之各學說，漸見摒棄，於是達爾文之結晶沈降說反復活；原來此說之所以遭反對者，其重大原因爲在黏性極大之岩漿中，結晶體不易沈降一點。但據卡內基研究所及光學玻璃製造廠等之研究，尤以波文（Bowen）等之實驗結

第九十四圖　火成岩分化之一例

圖爲花崗岩之岩漿與其周圍之岩石相接部分，角閃石漸次缺乏。

果：知由橄欖石，透輝石，二氧化矽等構成之人工岩漿中，若橄欖石，輝石先結晶時，此結晶容易沈降；若結晶爲鱗矽石，則易上浮；遂證明反對者無理，於是達爾文之沈降說再得勢。且據最近研究，結晶沈降之影響，不僅可以在一定之礦物羣中，使某一礦物集中於一部，試觀由鎂橄欖石與鎂輝石構成之岩漿，無論如何分體，常爲二者之混合物，唯其量比有種種之變化而已。如第二節岩漿之凝結項中所述，若此岩漿冷卻，最初先生成橄欖石，其餘岩漿，較輝石尤富於矽酸；達一定溫度，遂起包晶現象；其先生成之橄欖石之一部，與餘剩熔融體相作用，變爲輝石，其凝結遂完成；由此單變爲橄欖石與輝石之集體。但假定先生成之橄欖石向下沈降，則餘剩岩漿之上部，缺少此種礦物，縱令過包晶現象而耗費其全部餘剩岩漿，亦不能全變成輝石；一部分尙以作輝石後餘剩之二氧化矽，繼續冷卻，達一定溫度，輝石由其中分出，低下至輝石與鱗矽石之共晶點時，兩者遂作共晶，完成其凝結作用。反之，在橄欖石集中之下部，因包晶現象，其餘剩之岩漿全部化爲輝石；但尙存一部分之橄欖石，與輝石集合，完成其凝結作用。卽在岩漿下部，當起包晶現象時，變爲將完成其凝結之橄欖石與輝石之集合；在上部，則尙繼續其冷卻與凝結作用，終變爲輝石與鱗矽石之集合。岩漿之組成愈複

雜，則此等關係愈繁多，將分化爲更多種之異種岩石。

以上所論礦物之沈降，當然係比重較大之礦物先結晶；若結晶礦物之比重，小於餘剩岩漿時，則與前者相反，皆向上浮而相集；比重較大之餘剩岩漿，反在此等結晶間沈降；至最後仍得同樣之結果。此等作用，當然在地中深部，岩漿徐徐凝結時，更易進行。

若在此種情形之下，岩漿之大部分既化爲結晶，唯有少量岩漿尙存此等結晶間時，則其全體情狀，正與海綿中含有水者相似，此時若受造山力或他種壓力之壓縮，餘剩岩漿，被壓榨流出，遂分爲二個不同樣之部分。此方法亦爲岩漿分體之一因；哈刻（Harker）等特注意及之。

其次柏刻（Becker）以岩漿內起對流爲分體之一原因；氏謂既生成之結晶羣在邊緣流動時，漸次集中於一部，組成不同之礦物，遂與邊緣平行作帶狀。尙有一派之學者，謂岩漿在地中上昇時，其上部之岩石，因之破壞，而沈降於岩漿中，當其完全熔融同化時，岩漿之性質，遂因之起變化。例如得里謂地中深部之玄武岩漿，融化其上部之花崗岩或其他岩石，遂生成多種多樣之岩石。

總之，岩漿分體之原因爲何，雖尙未明瞭，而有岩漿分體之事實則無疑。卽各岩石似同出一源，

因分體而化爲種種組成相異之岩石；大別之分爲太平洋式與大西洋式二區；各區更分爲多數之小區域；其一旦成火山，則開始向外流出；當充塡火口中時，或侵入地層間作岩盤後，其上部與下部，或中心部與邊緣部，組成猶各不相同；故在同一火山中，或在同一岩塊中，生出種種組成不同之岩類。

第十節　火成岩與金屬礦床

火成岩中通常含有少量之磁鐵礦，鉻鐵礦，鉻鐵礦，黃礦礦，磁硫鐵礦，黃銅礦等金屬礦物；但此等礦物在火成岩中爲量甚微，無採掘或製鍊之價值；卽不能視作一種礦石。

但在廣大之地殼中，此等金屬礦物當岩漿凝結之際，特別集中於一部分，爲量甚富，有採掘製鍊之價值者多。其中尤以下列各例爲最顯著。

（a）橄欖岩類中之鉻鐵礦。

（b）斑糲岩類中之鈦鐵礦。

(c)閃長岩類斑岩類中之磁鐵礦。

(d)斑糲岩等岩石中之黃銅礦，磁硫鐵礦及硫鎳礦。

此等礦石多集中於岩磐或礦床之下部或附近；例如加拿大薩德巴立(Sudbury)之礦山，爲世界第一之鎳礦山，礦石產於極大之斑糲岩岩床中；石英，斜長石等比重小之礦物集聚於此岩床之上部，作一種花崗岩；其下部則多磁硫鐵礦，黃銅礦等比重較大之金屬礦石；至岩床下底，則完全積集此等礦石，占有長約三十六英里，寬約十四英里之面積，作舟底形之岩床底；到處均可採掘。其中尤以硫鎳鐵礦爲最多；世界中之鎳，80%以上，實產自此礦山。

如上述之例，金屬礦石類常集中火成岩之下部；其初以爲此等礦物較其他礦物，先結晶沈降，集中於下部；但詳細調查其構造後，始知他種礦物既凝結後，此等礦石仍作岩漿存在，受其他先結晶礦物之壓迫，始向下部集中；尤其當集於下方後，有再侵入先既凝結部分之形跡頗多。

瑞典北部之大鐵山企爾那瓦拉(Kirunavara)，磁鐵礦作大塊之岩床形，介於特種之閃長斑岩間；此明明表示由岩漿之分體而成者也。

要言之不問其方法如何，在岩石中常有多量之金屬礦物特別集中，有採掘製鍊之價值。此礦石集中之部分稱爲礦床(ore deposit)；由上述方法生成之礦床，特名之爲岩漿分體礦床，或稱火成礦床(magmatic or eruptive deposit)。

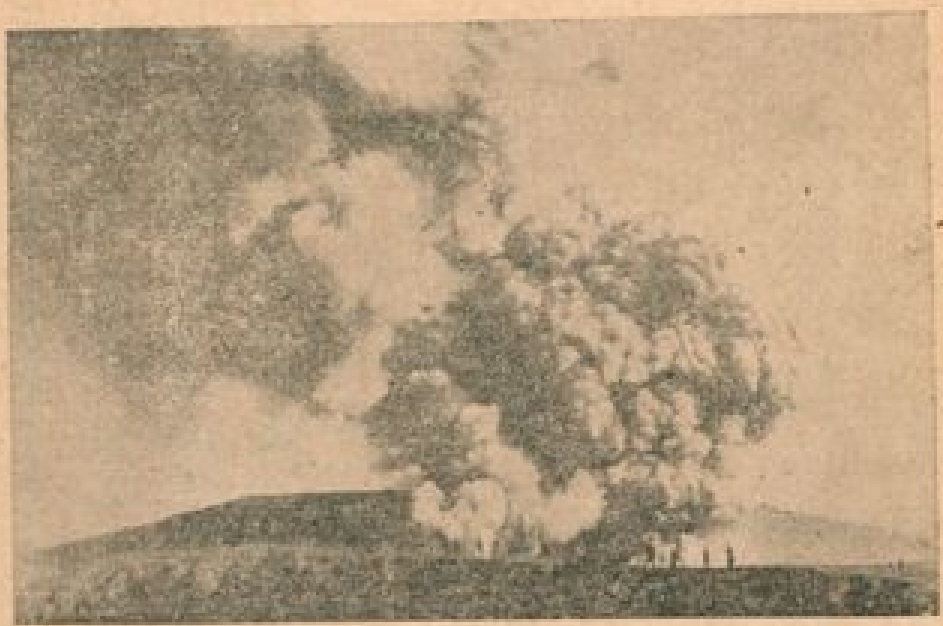
由岩漿生成礦床之方法，不僅上述一項，有時重要金屬，常作種種之氣體化合物，由岩漿中射出，滲入周圍之岩石中，與其一部分相交代而集中成礦床；此謂之接觸交代礦床(contact metasomatic deposit)，或單稱接觸變質礦床(contact metamorphic deposit)。

有時金屬礦物融解於岩漿之水中，或其他氣體中，由岩漿分離作一種熱水溶液，沿其他岩石之裂隙上昇時，沈澱於裂罅之兩側，及後將此裂罅填滿；或又滲入此等岩石中，與其中一部分相交代。前者卽爲礦脈(vein)，或稱裂罅填充礦床(fissure filling)；後者謂之熱水交代礦床(hydrothermal metasomatic deposit)。所謂熱水性礦物(hydrothermal mineral)卽由此種熱水溶液生成；其中此種溶液，尙在高溫時，生成之礦物有輝石，角閃石，柘榴石，綠簾石，電氣石，黑雲母等；及溫度稍低，則生玉髓，蛋白石，絹雲母，石膏，高嶺土，白鐵礦，濃紅銀礦，淡紅銀礦等；前者（卽熱水

溶液在較高溫度生成之礦物）又當高溫氣體與他岩石作用時，亦產出之，乃極普通之接觸交代礦物，即有時亦認作高溫熱水性礦物；後者（即熱水溶液在較低溫度生成之礦物）之一部，即由地表水或地下冷泉之作用，亦產出之。

此外，石英，方解石，黃鐵礦，黃銅礦等，不問溫度之高低如何，均易由熱水溶液產出；又錫石或磁硫鐵礦等，雖可在低溫度產出，但在高溫度產出者多；至重晶石，霰石等則在過高之溫度不能產出。

總而言之：依此等方法，直接或間接由岩漿生成之礦床之大部分，實爲金屬礦床，故一般稱



第九十五圖　岩漿中之熱氣體

熔岩流出之際，向空中發散各種氣體，即一般所謂火山噴煙，由此知岩漿中含有多量之水及氣體。

之爲原生礦床，或初生礦床（primary deposit）；反之，如砂鐵或鐵礦層等，乃火成岩礦床風化分解後，由其他方法而集中之金屬礦床，有時謂之後成礦床（secondary deposit）。但其來源，仍爲岩漿。故知一切金屬礦床之來源，皆直接或間接仰給於岩漿。由岩漿直接凝結者，卽爲火成岩。故火成岩實爲一切金屬礦床之本族；礦床不過爲其分族或子孫耳。若以本國譬喻火成岩，則金屬礦床猶之特殊區域及殖民地。

第六章　水成岩與變質岩

第一節　岩石之風化

花崗岩，花崗閃綠岩等深成岩，實在地下數千公尺之深部，完全與空中之氧，地上之水等，相隔絕，在數千大氣壓之壓力，及最少在700°乃至800°C之高溫度下生成者也。

此等岩石生成後，經過幾千百萬年，因地殼之運動而上昇，其頂上岩石亦受侵蝕作用，全被洗削；屈伏於地中之深成岩，遂得在地表搓頭，或作崇山峻嶺，或露出於河谷之間。因環境變化之差過大，岩石雖頑固，亦不能不隨之變化，即其中成分礦物，或與供給豐富之水結合，作膠狀矽土，膠狀氧化鐵，及膠狀黏土等；或與水中及大氣中之氧，二氧化碳等結合，作易溶解於水中之硫酸鹽類，碳酸鹽類等；後者溶解於地殼內部之水中，前者則留地表作黏土。

上述變化極複雜，不易以簡單之化學式表之；惟由其最後結果言之，大體由次舉各物質之反應，互相交錯而起變化；凡組成複雜之礦物，皆漸次分解。

$$K_2OAl_2O_3 6SiO_2 + CO_2 + (x+y)H_2O = K_2CO_3 + Al_2O_3 xH_2O + 6SiO_2 yH_2O$$
正長石　二氧化碳　水　碳酸鉀（溶液）　粘土　膠狀矽土

$$(Fe, Mg)OSiO_2 + CO_2 + xH_2O = (Fe, Mg)OCO_2 + SiO_2 xH_2O$$
橄欖石　二氧化碳　水　碳酸鐵鎂　膠狀矽土

$$FeS_2 + H_2O + 7O = FeSO_4 + H_2SO_4$$
黃鐵礦　水　氧　硫酸鐵　硫酸

又

$$2FeS_2 + 15O + 4H_2O + xH_2O = Fe_2O_3 xH_2O + 4H_2SO_4$$
黃鐵礦　氧　水　赤鐵礦　水　硫酸

其次若火成岩中之礦物以外亦加入爲例，則次述變化，亦可發生：

$$CaOSiO_2 + CO_2 = CaOCO_2 + SiO_2$$
矽灰石　二氧化碳　方解石　二氧化矽

$$CaSO_4 + 2H_2O = CaSO_4 2H_2O$$
硬石膏　水　石　膏

$$2Fe_3O_4 + O = 3Fe_2O_3$$
磁鐵礦　氧　赤鐵礦

其中最後三例特經研究：知水，氧及二氧化碳，皆爲易揮發之成分，溫度愈低，與他成分結合之力愈強，且愈近地表愈豐富；在地表之岩石及礦物之變化，不外矽酸鹽類礦物由加水作用，氧化作用，碳酸化作用等之分解而已。

此等變化原不限於深成岩；在高溫凝結之一切火成岩，及埋沒地中達到適於變化之古水成岩或變成岩，亦難免不起此種分解。唯普通石英不易與氧或二氧化碳結合，又不易溶解於水中，故仍以其原形作細粒，即作砂混於由上述方法生成之黏土中，造成一種土壤。

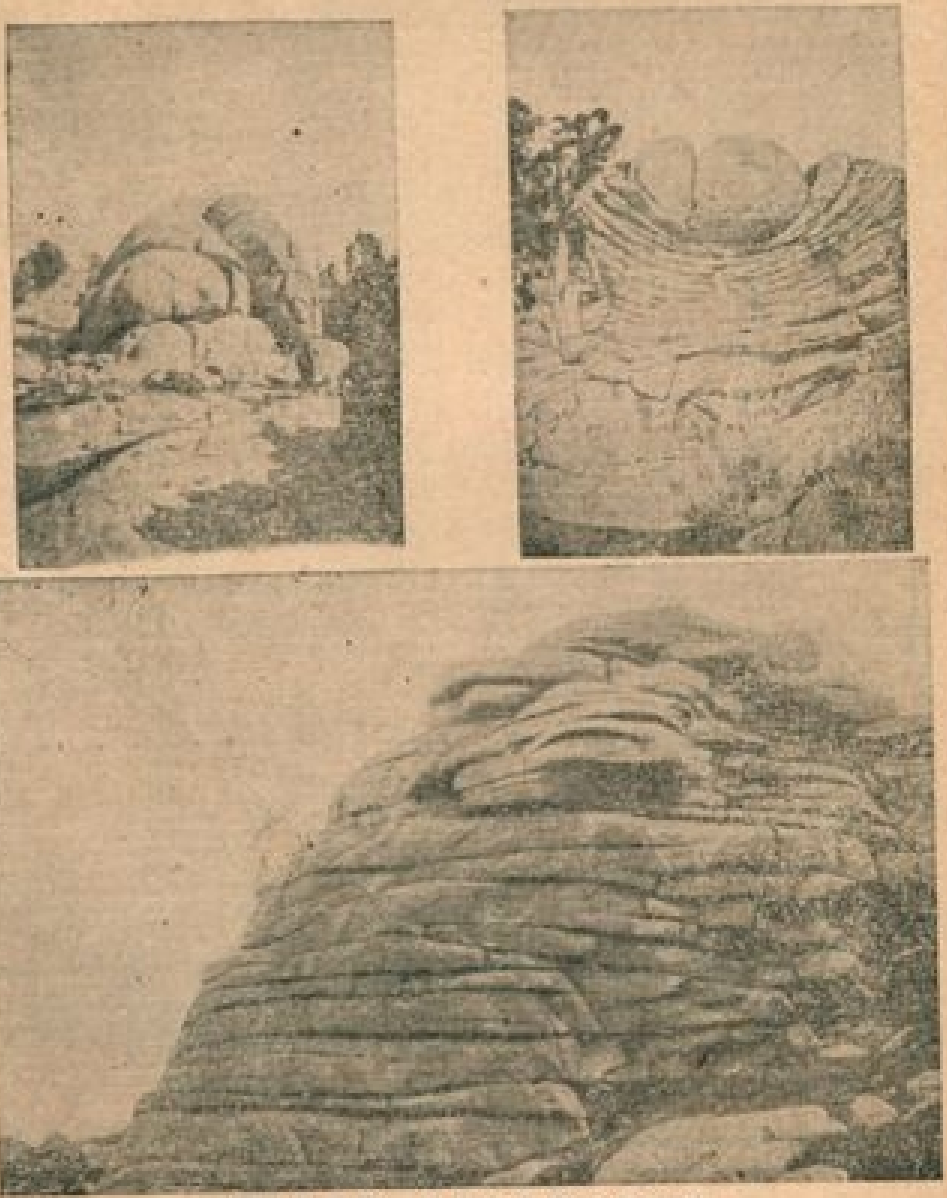
其次晝夜寒暖之差，或冬夏冷熱之變化，常引起岩石中各礦物之收縮或膨脹，無時停止；唯其收縮或膨脹之程度，一方因礦物之種類而不同；一方在同種之礦物，又因其結晶學的方向而有差異；其結果分子間常互相排擠，終至不能相容，分解爲一堆散砂。尤以在北方或高山等，溫度常在零度上下之地方，水滲入岩石中凍結成氷，岩石受其膨脹之壓力，遂至破壞者不少。

且岩石表面一旦稍有分解，即易生種種植物；一方因植物根之成長，而起各種作用，他方復由植物遺骸之腐敗而發生酸類；皆足以助岩石之分解。有時岩石之破壞，有由動物之作用而起者。總

第九十六圖　水之作用

不分晝夜無時或息之水力，可以穿鑿堅硬之岩石，深埋地下數千尺之岩石，由水之作用而露出地表。上圖爲河流之一部，下圖爲海岸。

之，此種在地表之岩石分解，謂之風化(weathering)；其中第一種作用乃由水，氧，二氧化碳等之化學作用，即所謂化學的分解(chemical decomposition)；第二種作用乃由膨脹，收縮等而起之機械的分解(mechanical decomposition)；



第九十七圖　花崗岩之機械的分解

各種節理而分解之狀態

第三種作用卽由植物或動物等之作用而起，兼有上二種作用，有時謂之有機的分解（organic decomposition）。

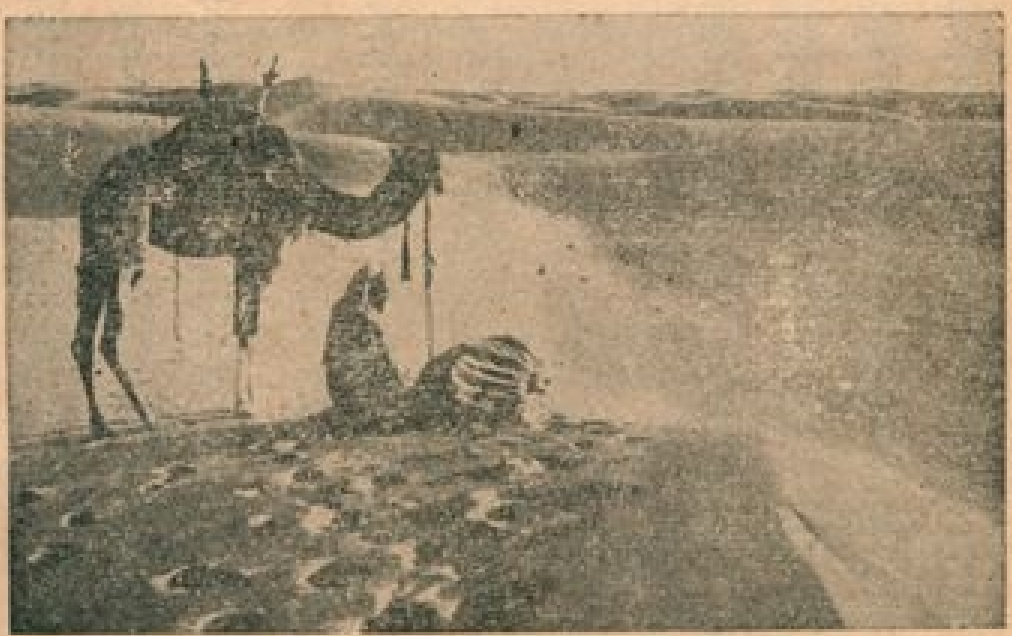
此數種方法中，以何者爲最重要，則須視岩石之性質，及其露出地方之位置，及氣候等如何而定；若岩石全部爲結晶質，其礦物粒愈大，則機械的分解愈盛；尤以富有石英之岩石，此種影響尤明顯。最適合此等條件者，卽爲花崗岩類之岩石，其成分礦物尚未見有何等化學變化，早已分解爲碎砂，卽此故也。故此等岩石發達之地方，植物多不發達，變爲不毛之荒山；其在海岸者多白砂，此種砂中除石英粒外，尚有長石，雲母等細粒，故特稱之爲花崗質砂（granite sand）；但此砂中之長石及雲母等亦易分解，更變爲黏土。

反之，若岩石多含玻璃，或礦物粒極小，則雖無機械的分解之現象，尤以含有輝石，角閃石，鈣長石等富有鎂鐵及鈣分之岩石，縱令破碎，其破片容易變化，故其風化多爲化學的分解。例如玄武岩，安山岩，斑糲岩及橄欖岩等，卽屬於此種；此等岩石之主要成分輝石及斜長石，有時相集成砂者，惟因斑狀火成岩中石基之性質過脆弱，故斑晶對分解之抵抗較強，遂留作砂粒；係一種稀有之現象。

第九十八圖　高山上之風化作用

圖八十九第

圖爲高山頂上之岩石，因機械的分解，生無數碎片。



第九十九圖　乾燥地帶岩石之風化

圖九十九第

圖爲沙漠與阿剌伯人之駱駝。因岩石之機械的分解而生之沙漠，駱駝之人

其次由氣候影響而言，在溫暖多雨之地，一切化學反應皆極活潑，且植物亦極繁盛，故岩石易起化學的分解。反之，在北地或高山，氣候寒冷，不易起化學反應，因凍結而起之岩石分解作用益盛；尤以在高山頂上，由太陽熱之直射及放散而起之晝夜溫度之差極大，易於引起岩石之機械的分解。

同樣狀態，亦常見於大陸內部，缺少雨水，晝夜寒暖之差極大之地。在此等地方，一切岩石皆由機械的分解而成砂，構成大沙漠。

第二節　水成岩之生成

由岩石之分解而生之主要物質，爲碳酸鹽類，含水氧化物等，化學的溶解生成物；及抵抗此種分解而存留之石英，黏土等。此外尙有由岩石之機械的分解而生之大小破片，及各種礦物粒。

此中之碳酸鹽類，及少量之硫酸鹽類，漸次溶解於水，加進地表或地內之流水中；含水氧化物之一部，亦作膠溶體流入水中；其餘大部分泥石英及其他礦物碎片，形成地表之土壤或砂礫。但其

性質不能如原來岩石之堅固，或被風吹散，或流入水中，漸次被運搬至其他地方。

搬運岩石分解物之力，以水爲最大，一觀下雨時之濁流，其理自明；此濁流中含有多量之黏土及砂，有時可以流轉較大之岩塊；流水不僅可以搬運既分解之岩塊，且可以破碎大岩塊爲細片，洗削水底與兩岸之岩石，使分解爲砂礫與泥土。但此種搬運力，因水流速度之減小而益弱，故河流忽與湖水相會，或注入海中時，其中之砂礫泥土遂沈積。此時較大較重之岩片，成爲粗礫，堆積河底之一部或河口，縱令能被運搬至湖海中，亦不能遠距湖海岸之地點。彼海岸堆積之石塊，乃海浪直接衝擊崖壁，多由岩石之碎落而生之大礫。但河流中之細砂，則常可以流至湖海中，與該地所生之砂礫相混而堆積；至如泥土，則多運搬至湖海中遠處，在該地點徐徐堆積。

此等由河水運搬至下流之岩屑，如淘砂盤中之砂，應砂粒之大小，其所沈積之部位不同；且其堆積地點，亦因水勢而有變化。豪雨之際，粗礫頑石所流轉之處，及雨後天晴數日，流水澄清之時，目難認識之細泥，可靜沈於其上；又有時其上竟覆一層白砂。此等砂或泥，混河流入於湖海，遂擴散而廣覆湖底或海底，其狀若一層厚紙，日久之後，層次愈多，遂形成地層。

風之運搬作用亦極有力，所謂「飛砂走石，」卽形容風之運搬力；狂風驟起之日，塵埃蔽天，固無論矣；卽在無風之日，亦見有微細之砂塵浮游空中；在遠距數千里之地，其砂塵常藉高層氣流之力運搬而來。至風之運搬力，當然與河流不同，其運搬物決無大礫；其堆積狀態亦爲地表之複雜地形所左右，且有堆積之後，再因風而飛揚者，故如水底之堆積物，作規則的地層者，甚罕。沙漠中之砂及砂丘，其顯例也；又我國北部分布極廣之黃土（Loess），作數千尺極厚之地層，其層與層間之界線，極不明瞭，有以全體作一大層狀者；黃河上流，穿鑿此黃土之厚層，形成深峽。

此外氷河流動時，岩石碎片落氷上，亦被運搬至

第一百圖　礫之生成

由河流作用而生成礫砂，圖爲易於察知其作用猛烈之地點。

於遠地，堆積於氷河末端融去之部分，與在氷河底流轉而來之亂石相混；此時無大礫細砂之別，即

第一百零一圖　黃塵為火之由來

我國北部，黃塵蔽天，由空中吹來之砂塵，堆積如是之厚層，即所謂黃土者是也。

按氷之融解先後相積，不起淘汰作用，亦不造成完好之地層；唯應氷河之情狀，或多泥土，或多砂，或多礫之差異而已；此等泥土，砂，礫，特稱之爲氷成土（glacial tills），氷成砂（boulders），及氷成礫（erratic blocks）。

以上由一切岩石之風化而生之碎屑物，單由其重量之大小，或堆積地表，或沈積水底；故應歸入碎屑岩類或機械的堆積岩類中；因其堆積方法不同，更細別爲水成，氷成，風成等種類；又因其碎屑物之大小不同，更分爲土，砂，及礫等各種類。

此等泥土，砂，礫，其初結合力甚弱，易於分離，但或因上面堆積之層數漸多，受上層之壓力作用，或因循環其中之水，沈澱物質，受此物質之膠結，漸次變爲堅固之岩石。由是砂變爲砂岩（sandstone），礫變爲礫岩（conglomerate），泥土則變爲泥板岩（clay stone），泥板岩因其有易剝爲薄片之性質，故又稱頁岩（shale）。黏板岩（slate）乃泥板岩所受壓縮作用更大，變爲一種更堅硬之岩石；其色常黑，因其中之氧化鐵還元變爲氧化亞鐵故也。又角石（hornstone）者，乃黏板岩富有二氧化矽，變爲與含有多量之不純物之燧石相似之岩石。硬砂岩（greywacke）則爲含種種有色

礦物，呈暗綠色之堅硬砂岩也。

以上岩石，皆由風化而生之碎屑物堆積而成，其性質雖變，但仍可以加進機械的堆積岩類中。此外屬機械的堆積岩者尙有二種類：一爲當火山爆發時，由熔岩或覆蓋其上之岩石爆裂而生之碎屑物，由其粒之大小區別之，有火山灰（volcanic ashes），火山砂（volcanic sand），火山礫（volcanic lapilli），火山彈（volcanic bomb）等名稱；其中作毛髮狀者，特稱之爲火山毛（pele's hair）。此等火山碎屑物，應

第一百零二圖　冰河面上之塊礫

也。是者礫成冰謂所即，層積種一成，後解融河冰

爆發物之強弱，或遠或近，飛向火山之周圍，粗細粒相交作層狀，是謂成層火山（strato volcano）。但飛散至遠方堆積地面或水底，作近水平之地層，與其他水成岩相混，爲其中之一種者亦有之。凝灰岩（tuff）即由此種火山灰，火山砂構成之岩石；其層理極細，常不明瞭，故與其他之風成岩（aeolian rock）相類似。若凝灰岩中混有多量之火山礫，火山彈等，則構成集塊凝灰岩；若此等礫塊爲多角狀，則稱爲角礫凝灰岩（tuff breccia），至集塊熔岩乃流動中之熔岩之一部，凝結破碎，或含有下落至其面上之火山彈，火山礫等；即含有大小無數岩片之熔岩；全可視爲火成岩；至此等岩石中，火成岩與水成岩之界線，極難辨認，調查地質者常爲所苦。

第一百零三圖　水成岩層之露出
經長期後，砂礫固結，形成此種斷崖。

也。

尙有一種機械的堆積岩，卽由生育於陸上或水中之動物遺骸等堆積而成之岩石；謂之有機性碎屑堆積岩。例如陸上草木碎片。由水運搬堆積湖底，或如海中海百合之破片及貝殼等，沈積海底，其生成原因，與風化稍異，但亦爲一種碎屑，且依水之力而堆積，卽爲一種水成堆積岩，且爲碎屑岩。

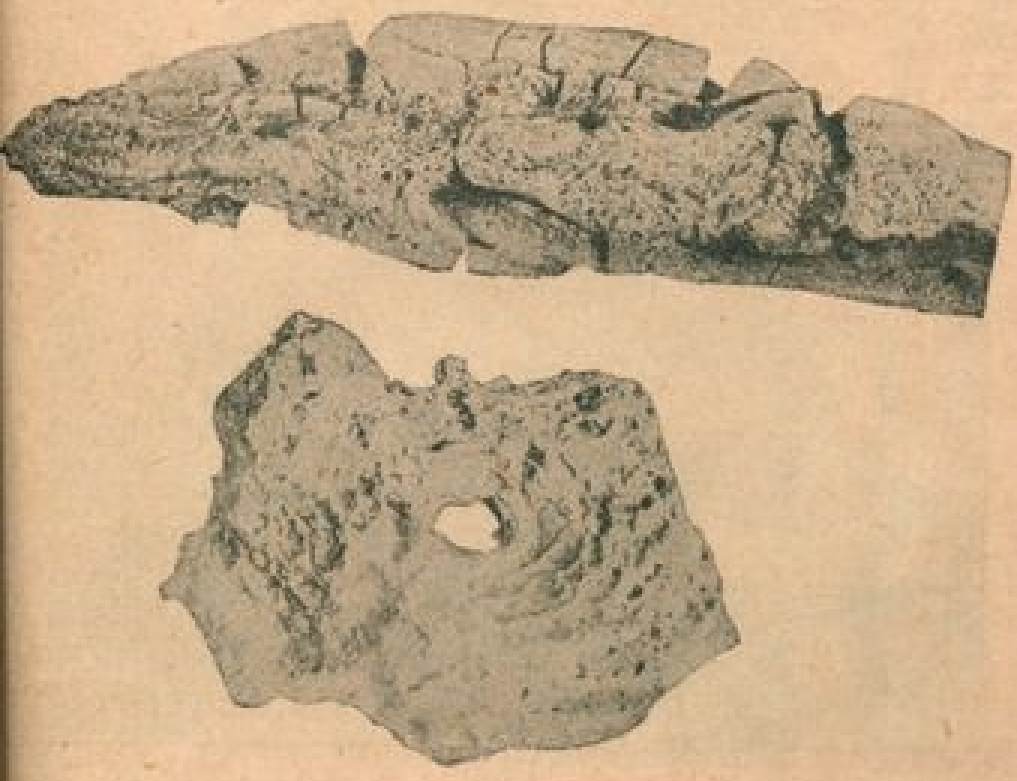
若逐年成長之珊瑚礁，經長期之後，全體變爲石灰岩；又若繁植之蘚苔類逐年堆積，久後變爲泥炭之類；其堆積方法完全爲有機的，故稱爲之有機的堆積岩，與前者有區別。但其實質仍爲有機物之遺骸，實地檢查時，頗難區別，故普通視作一種，稱之

第一百零四圖　礫岩之奇觀

礫固結後生成此種礫岩。

爲有機的碎屑岩(organic clastic rock)；或使之與碎屑岩分離獨立，總稱之爲有機水成岩(organic rock)。

以上所述，乃由原存岩石或其他物質之碎屑堆積而成之岩石；此外水成岩中尙有一種類，卽溶解於水中之物質，因種種變化，遂與水分離而結晶，在水底積疊成層；例如大陸內部之湖沼，由周圍山上流來之水，悉集其中，其表面蒸發力強，水不外流；此種現象不獨在蒙古，波斯，阿剌伯，非洲等沙漠地方所常見，卽在美國西部，此種地方之分布亦極廣。其初此溶解物爲量甚小，及後濃



第一百零五圖　火山彈之奇形

度增加，例如美國之大鹽湖，其水中鹽分達十餘%，比重大於人身又敍利亞之死海等，含鹽量有達二十餘%者，其一部分遂由水分離而結晶，漸次堆積湖畔。此狀態之更激烈者，則湖之水量漸減，各種結晶布滿湖底，極發達；有時湖水完全乾涸後，此等結晶往往作完美之地層；此乃在蒙古及美國之一部所常見之現象；多量之炭酸鈉及食鹽，即由此方法生成。

又假定此種湖水自身縱不蒸發，但因水中之其他氣體，例二氧化碳，硫化氫等之發散，常引起溶解物質之沈澱；尤以地中溫泉初湧出地表時，其流出途中，沈澱多量之碳酸鈣，常占極大之容積，構成一種石灰岩。例如美國黃石公園，此種溫泉沈澱物，極其發達。

第一百零六圖　成層火山之例

又種種之膠狀物質，其初作溶液被運搬至其他地方，與他種物質相會合，或其濃度溫度等起變化，常堆積水底，作極大極厚之地層；褐鐵礦，錳礦等礦層即此例；又有作硫酸鹽類或碳酸鹽類溶解者，此則由氧化作用直接沈澱，其他物質則似由岩石分解時生成之膠狀溶液而凝固沈澱。又有一部分物質則依細菌等作用被吸收或分泌。

以上皆爲化學的方法，由溶液沈澱堆積而成之岩石，故與前之機械的堆積岩石不同，特稱之爲化學的堆積岩（chemical precipitate rock）。

第一百零七圖　鹽塊岩之構造

第一百零八圖　海底微生物之堆積

（砂礫所不能達之大海底，有此種微生物之遺骸，堆積成水成岩。）

第一百零九圖　不沈之海

（大鹽湖之水之比重，大於人身，故無須泅游亦能浮起水面。）

含有上述各種岩石者，即爲廣義之水成岩；由其生成法而區別之，大體如次表：

（I）機械的堆積岩

礦物與岩石

(1)風成岩(沙漠砂丘之砂及黃土等)

(2)水成岩 (a)普通之泥土砂礫 (b)石灰砂煤炭等之一部

(3)冰成岩 冰成土 砂礫

(4)火成堆積岩 火山灰砂礫彈……凝灰岩集塊岩等

砂岩 礫岩 泥板岩 粘板岩 角岩等

(II)有機的堆積岩 由珊瑚礁生成之石灰岩等 由藻苔類生成之泥炭等

(III)化學的堆積岩 (1)石灰岩之一部岩鹽等 (2)褐鐵礦層等

又由其堆積物之性質，可分爲次列種類：

(甲)碎屑質水成岩

(α)風化碎屑岩……此與(I)之(1)，(2)之(a)及(3)相當

(β)火山碎屑岩……此與(I)之(4)相當

(γ)有機碎屑岩……此與(II)相當，但通常(I)之(2)之(b)亦歸入此類。

(乙)膠質水成岩……此與(III)之(2)相當

(丙)結晶質水成岩……此與(III)之(1)相當

此類又往往獨立爲有機質水成岩；又一般皆將(2)屬於(甲)或屬於(丙)。

第一百十圖　湖岸之奇景

圖爲美國加利福尼亞州摩娜湖畔之石灰華，乃由湖水之蒸發而生成者，此與杯中之鹽水，蒸發後在杯壁周圍生鹽之結晶同理。

第三節　水成岩之現出狀態

水成岩之大部分概作完好之地層，由性質不同之種種岩石相積疊。有時單由同種岩石，依粒之大小分層堆積者；有時則由完全不同之數種岩石相積疊，例如在砂岩與黏板岩之互層間，夾有白如雪之石灰岩，或黑如漆之煤層，構成色彩明瞭之帶狀地層。如美國有名之柯羅拉多河畔之大絕壁，卽其顯著之例也。

此等地層大部分爲覆於湖底或海底之沈澱物，分布極廣，其初大體保有水平之位置，及後因種種之地體變動，例如斷層之生成，地殼之部分的褶曲；或向一方面平坦傾斜，或作波狀之綿曲等是也。

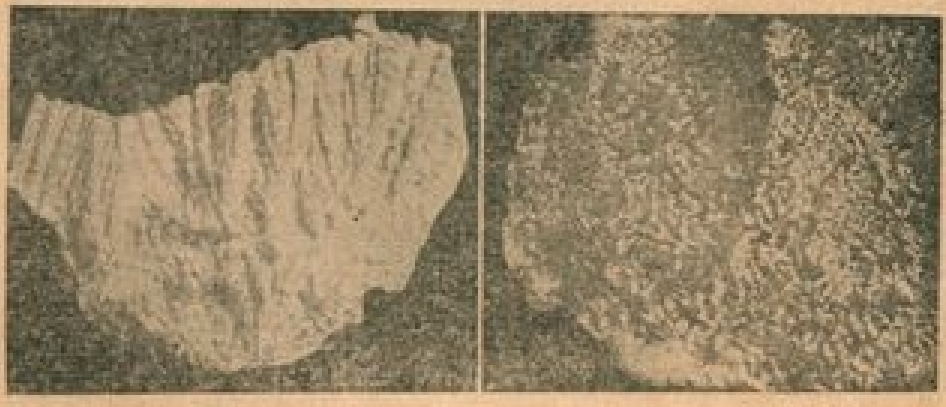
地層生褶曲時，其波形層之頂部謂之背斜（anticline）；其谷底部分謂之向斜（syncline）；其中間傾斜部謂之向斜，或背斜之兩翼。背斜之兩翼以連結最高部之垂線爲中軸，向兩側斜降；向斜之兩翼則以連結最低點之垂線爲中軸向兩側斜昇，此等中軸線謂之背斜軸（axis of anticline）

及向斜軸(axis of syclinе)。

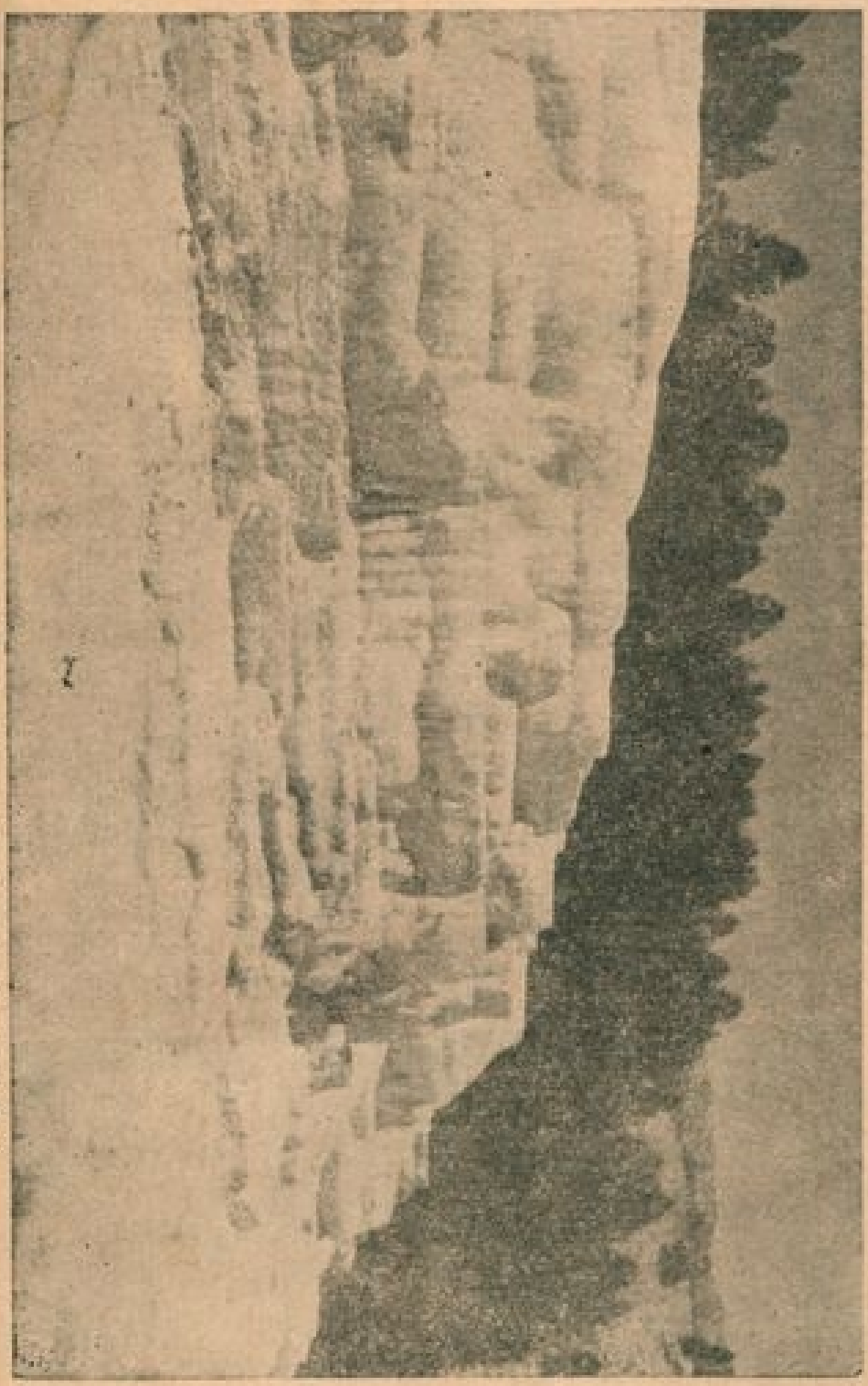
有時此波狀褶曲，受一方之激烈壓迫，頂部及兩翼皆向一方傾斜者，稱之爲等斜(isoclinal fold)；又與等斜相類似，地層全向一方傾斜，但不起褶曲現象，唯略在水平地層之一面低下者，特稱之爲單斜(monoclinal fold)。等斜地層之兩側，對背斜軸或向斜軸，互在對稱的位置；在單斜地層，則此種關係不存在。

地層若爲水平，在平坦之地表，唯露出其最上層之一面；在下部之多數地層，僅由斷崖或傾斜面所截斷之部分，作水平之帶狀而露出；且各層對崩壞之抵抗力，大小不同，故傾斜面角度因層不同而有差異，常作成階段狀斜面。

反之，地層若作褶曲或傾斜時，地表形狀亦有與之相似者；但一般其高聳部分常被削去，縱令在水平之地表，其地層亦露出斜斷面



第一百十一圖　由溫泉產出之兩種砂華



第一百十二圖　溫泉沈澱物之偉觀（黃石公園瑪摩斯溫泉之石灰鄂。）

或作複雜之褶曲而擴布於四方，其邊緣部逐漸減薄，終至消滅，或漸次代以他種之岩石。前者謂之地層之尖滅（thinning out or strata）；後者謂之地層之遷移（transformation）；例如砂岩遷移爲礫岩，黏板岩遷移爲角岩之類是也。

有時地層在某一面完全斷絕，其延長部反發見於與此斷面相對之他一方向，即地層中斷爲兩部分，此兩部分之傾斜及層向皆發生差異；此現象謂之斷層（fault）；此地層之斷面簡稱之爲斷層面（faulting plane）。斷層面有時作垂直面者，但多數斷層面皆向一方而作傾斜，此時在其上面之地層謂之上壁（hanging wall），在其下面之地層謂之下壁（foot wall）。若上壁對下壁爲滑落之關係者，謂之正斷層（normal fault）；反之，上壁沿斷層面向上逆昇者，謂之逆斷層（reversed fault）。但此乃在斷層面兩側之地層向上下或向斜上下滑動時始能辨認之差別也。若沿水平移動或向左右移動而生之斷層，則此區別頗難辨認。

有時地層之一斷面作複雜參差之形狀而與他地層羣相接疊：此乃地層露出於地表或淺海底者，其一面受侵蝕作用後再沉沒於水中，遂有他地層覆蓋其上之證跡，此關係謂之不整合（un-

conformity)；反之，若爲繼續堆積絕無間斷之地層，各層界皆平行，此關係謂之整合(conformity)。

又有單一地層之內部作類似不整合之構造者，卽有小規模之層羣向種種方向作傾斜，互切斷其下層之一面而覆蓋其上層；且全體夾於略作平行之兩層面間，與其上下方之地層作完全之整合關係；此內部小層羣之交錯，謂之僞層(false-bedding)，或稱交斜層(intersecting beds)；砂岩及礫岩中卽多此種現象。

第一百十八圖　山之傾斜與地層之傾斜

地層之傾斜方向地勢緩，其反對方面之地勢急，由此圖可以明瞭其關係。

水成岩亦常生種種形狀之裂紋，其中作水平層者常沿垂直方向生裂隙，且多沿略作平行之

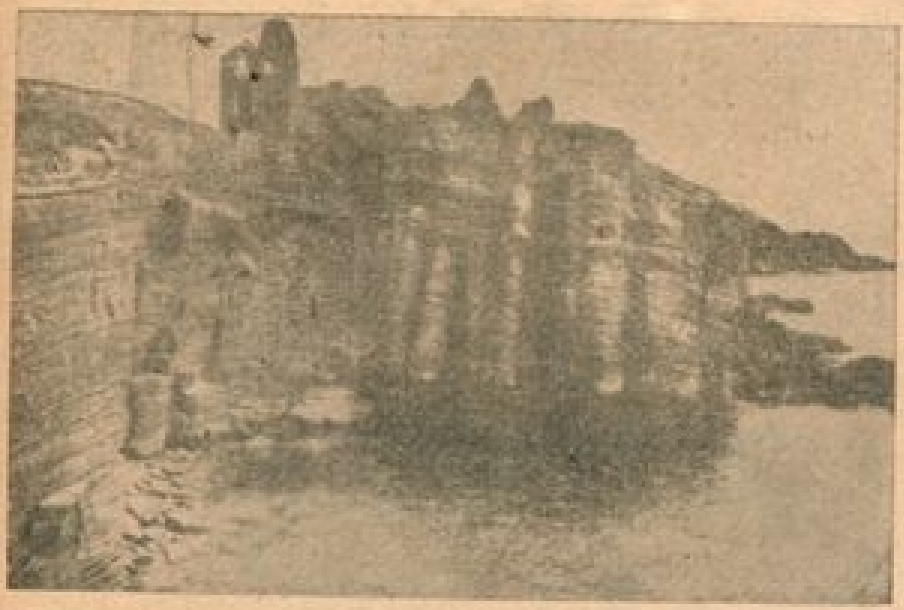
兩方向分劃全地層爲規則的直立角柱狀者；如以風景之美聞名之挨爾柏（Elbe）河畔之城堡，橋卽其例也。

又岩石中雖無一定之裂紋，但擊碎之，常沿一定之方向裂開，此謂之岩石之劈開；在泥板岩，黏板岩此現象尤明顯：前者之劈開方向多與地層面平行；後者則與之常成一種角度。

水成岩之露出面常受此等裂隙之性質或地層狀態影響，固無論矣；但一方亦受岩石本身性質之支配。砂岩，礫岩，角岩等堅硬岩石，喜作高峯峭壁；泥板岩，凝灰岩等則易磨滅而成矮小之丘陵。

其中最有趣者，爲石灰岩易溶解於含有二氧化碳之水中；其硬度雖小，但不易崩壞；此因石灰岩之主成分方解石對收縮膨脹有自由調節之性質，易避免機械的分解；其次因地表水沿其裂隙侵入岩石中時，易溶解其兩側作空洞，水易流入，充滿岩石之內部，不至在其上部積滯起破壞作用。其結果，石灰岩容易造成直立之斷崖，或屹立存留於地表作高臺狀；但其中常多空洞，卽所謂石灰洞；又因地盤向空洞中陷落，及地表水向空洞中流入時，吸口擴大，故其表面到處生盆狀窪地；土壤多積集於此等窪地底；窪地間之部分則變爲無數之尖銳突起，曝露其冷白之岩骨，景象極其荒涼。

此景象在意大利東境的里雅斯德(Trieste)附近之喀斯特(Karste)地方最發達，故名此地形



第一百十九圖　水成岩中之柱狀節理

上爲斯格蘭海岸布柯里之天然城；下爲撒克遜修瓦伊茲之名勝城堡圖。

第一百二十圖　水成岩之性質與露出面

上爲美國柯羅拉多州內之書帖崖(book cliff)其斷崖爲砂岩，斜面則爲泥板岩。下爲同國瓦伊奧明州格林河畔之砂岩原望臺。

第一百二十一圖　石灰岩所特有之荒涼景象
（即所謂喀斯特地形也）

第一百二十二圖　石灰洞內之奇觀

第一百二十三圖　水成岩之壓縮

由此等岩石之褶曲，可以察知地殼內之力之強烈。

爲喀斯特式地形。又峽谷常由此種岩石之斷崖表現其美景，例如美國柯羅拉多大峽谷，其大部分卽由石灰岩斷崖構成之。揚子江上流之三峽，亦爲穿鑿石灰岩而成之峽谷。

第四節　水成岩之變質

堆積於河渚海汀之白砂，日久之後，可以變爲堅硬之砂岩；沈積水底之軟泥，日久亦可以變爲緻密之泥板岩；若由廣義的言之，此等變化亦可以稱之爲變質；但此變化不過原來砂粒及泥屑，或受上部地層之重壓，或有他種物質在其中沈澱，使之固結如水泥之堅實；至砂礫泥土本身，並無何等之變化也。

更進一步，由泥板岩變爲黏板岩時，因其中粒子之破碎或迴轉，其變質程度稍增；但其粒子之實質，仍不見有何等特異之變化；故不能將黏板岩數入變質岩類中。

若此等岩石再深埋入地中，同時受高溫度及大壓力時，則其中各物質互起反應，生種種之新結晶。此時各岩石之實質亦因之變化；其岩石之成分物質，例如砂礫泥土之細粒，或動植物之遺骸

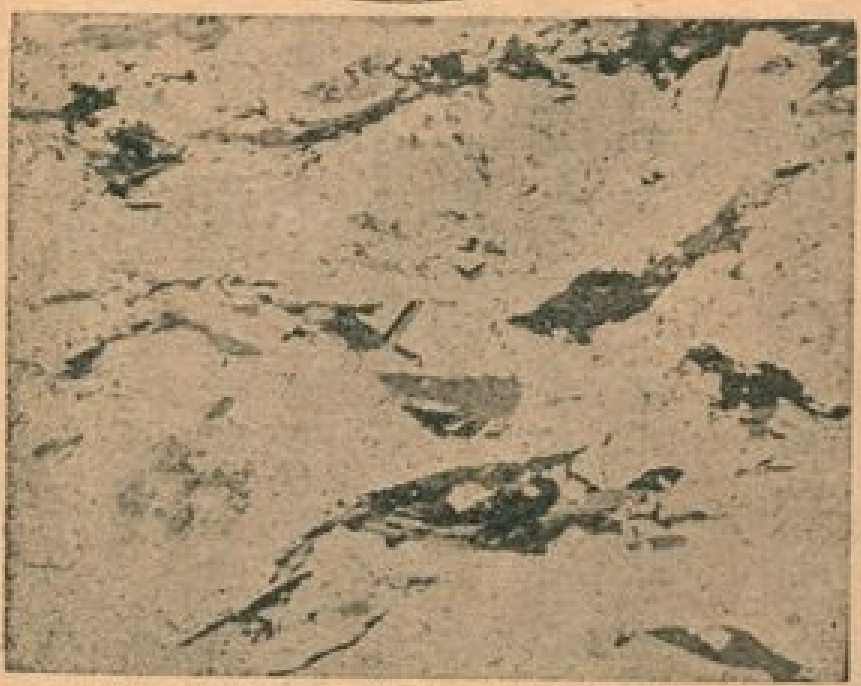
等，一變其原有之形狀或構造，因此始得謂之變成岩；在多數之例，不僅變其形狀及構造，其礦物種類亦有變更。

但所謂地中深部其程度亦有深淺之別。其在較淺之部分，溫度不高，不易生成大結晶；且壓力由一方作用，故新生成之各種小結晶皆沿一定方向延長，其原來之大結晶或破片，反被破壞爲小塊粒，亦同此一定方向而排列；故在此處生成之變質岩，其各成分排列之方向，皆略一定，易沿一定之線或面而平行分裂；且其一顆一顆之礦物粒極微小。用普通目力常不易辨認；若其礦物粒過大，則保有原來岩石之面目，不能謂爲完全之變成岩也。

反之，若在極深之部分，溫度極高，易生成大結晶，且上層之重壓極大，各方壓力由周圍加來；變爲一平等壓力；故各礦物皆有作與球形相似之多面體之傾向，在此極深部生成之變質岩之構造，頗與火成岩中之深成岩相類似。

若介於上述二者之間者，溫度亦頗高，且由一方有充分之大壓力加來，在此部位生成之變質岩，其中礦物粒略可以普通目力辨認，沿一定之面作雙凸透鏡狀而平行排列，岩石亦沿此方向可

以剝成薄片，且爲結晶質，此卽其片理(schistosity)。故特稱之爲結晶片岩。結晶片岩之生成與時代



第一百二十四圖　在強壓下生成之變成岩中之礦物排列狀況

上爲硬綠泥片岩(ottrelite schist)在顯微鏡下之圖，新生成之硬綠泥石，皆平行排列。下爲花崗閃綠岩既變質者，原有之礦物粒，受強壓作用，遭碎作平行排列。

無關係，不過在地表或水底生成之水成岩達到此深部變質之後，再露出地表，其間必須經相當的長期間，故結晶片岩多出原始代之岩石中，一般以爲結晶片岩必屬原始代之岩石者，卽此故也。其實此種見解完全錯誤；一方有大壓力，一方溫度亦相當的高，則易生成結晶片岩；因岩漿之內迸發而起造山作用時，卽在較新之地層中亦能生成結晶片岩。例如阿爾卑斯山中，含有中生代化石之水成岩，亦變爲完全之結晶片岩；又如在日本各地，因花崗閃綠岩之內迸發，而變質之水成岩，其一部分屬中生代或古生代，亦變爲結晶片岩也。

但一般由岩漿之內迸發而起之變質，完全受熱之影響；至壓力僅以達到一定程度之平等壓爲必要。由此點言之，實與地中極深部分所起之變質相類似，其結果生成之變成岩亦互相類似。唯有一種差別，卽當岩漿內迸發時，生成之變成岩距岩漿之內迸發地點愈遠，則所受之熱影響亦愈小，且不發生壓力之變化；與由地之深淺而呈異種性質之普通變成岩有別也。此種由岩漿內迸發而起之變質，實造成特種之岩石，此當於次節詳述之。

第五節　變成岩之諸相

前節既述，一種岩石若變更其成分礦物之種類，變更其結合之狀態；即組成及構造完全與原來之岩石不同；此現象謂之變質（metamorphism）；由此作用生成之新岩石謂之變成岩（metamorphic rock）。

要言之，岩石之變質，乃其礦物之集合狀態不適合於當時之環境而改變其結晶狀態之一種變化，此不外自然界所通有之適應環境之大原則之一而表示也。但其中得區別爲兩種情狀；一爲在不安定狀態中生成之岩石，因一種極大之作用而回復其安定之狀態；例如岩漿之冷卻過急，其成分物質不能作安定之結合，遂變爲玻璃而凝結，因歲月之進行，漸次變爲微細結晶之集體；或原溶解水中者一旦急變爲難於溶解之形式，不能造成規則的結晶，即如作膠狀矽土，膠狀氧化鐵等沈澱之物質，因時之經過，漸變爲結晶質之玉髓，赤鐵礦等準膠體之類是也。此種變質爲時間性之變質；由廣義的言之，雖爲一種變質，但一般起此種變化之岩石不稱之爲變成岩。

第二種情狀爲岩石對生成當時之環境爲完全安定，後因環境之變化，反變爲不安定，即爲圖

第一百二十五圖　地中強壓之實證　圖五十二百一第

上爲地層之激烈褶曲，下爲堅硬圓礫之壓碎。

適應新環境而起之變質。此種變質復分爲二種：一爲應溫度及壓力等之變化而起之變質；一爲應

周圍物質之化學的變化而起之變質；但一般此兩種變質在一定程度內，常相伴而起。

對岩石之環境變化中，最普通者爲岩石對地表之關係：上部岩層漸次加厚，在下部之岩石漸次沈降至地中數千至數萬公尺之深部；一方面作山地被推迫上昇之岩石之上部，漸次上昇，漸次受削蝕作用，於是在地中深部者復被推迫上昇，最後在數千數萬公尺深部之地中岩石，亦暴露於大氣中。此種變化在岩石之環境上，物理的及化學的雙方面均引起極大之差異，由是岩石亦變更其內容，此固必然之勢也。

地表之特徵有數點：卽低溫，低壓，水，氧素及二氧化碳之豐富；地中之特徵完全與地表相反。故在地中深部高溫度下徐徐生成之岩石，其組成複雜，礦物之結晶亦極大；此因地中之壓力大，礦物之結合極強固。若在地中低溫低壓之下生成者，則多爲組成簡單，細粒或膠狀物質，其礦物之結合極脆弱，故地中岩石一旦在地表露出後，各礦物遂分解爲細粒或作組成簡單之膠狀物質，而與多量之水，氧素或二氧化碳相作用；其結合遂漸次分解，或流去，或溶解，此卽風化現象也。此現象對於原存岩石所起之變化雖大，但其結果爲岩石之分解，非新種岩石之生成；縱令一時間雖有新物質

生於舊岩石之表面但此乃偏向分解之第一步並非爲產出變成岩之準備故不能認此現象爲通常之變質也。

反之若地表岩石沒入地中因其深度之增加漸次化爲組成複雜之結晶礦物之結合極堅固。前節既就水成岩記述其種種程度之變質因其原來之組成不同生成次舉之種種變成岩：

（原岩石）　（變成岩）

花崗岩
花崗閃綠岩
石英斑岩
石英粗面岩　等及其凝灰岩……片麻岩

閃綠岩
安山岩　等及其凝灰岩

斑糲岩

玄武岩

砂岩……砂岩

綠簾片岩(epidote schist)
角閃岩(hornblendite)
角閃片岩(hornblende schist)
綠泥片岩(chlorite schist)　等

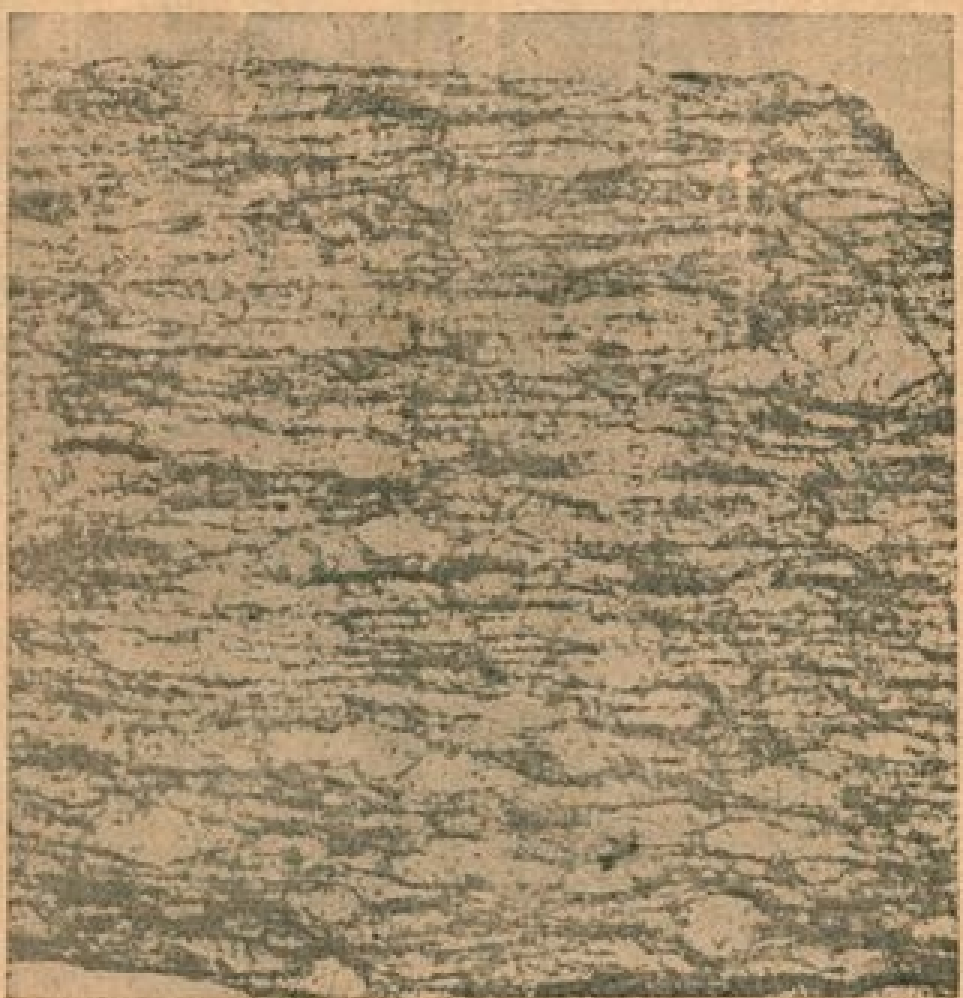
粘板岩……雲母片岩(mica schist)石墨片岩(graphite schist)
片麻岩(gneiss)之一部等

石灰岩　變質石灰岩卽大理石(marble)

此中，片麻岩乃以石英長石及種種有色礦物爲主成分之變成岩，由含有石英之各種火成岩及黏板岩之一部變質而成；依原岩石之性質及變質之程度而呈種種不同之構造：有時作細粒緻密之板狀，有時作粗粒之片狀，各種礦物皆呈扁豆狀之斷面。尤以斑狀火成岩變爲此種岩石時，其斑晶被壓潰呈眼孔狀，極美觀，故稱之爲眼狀片麻岩(augen gneiss)。又片麻岩因有色礦物之種類，更分爲黑雲母片麻岩(biotite gneiss)，絹雲母片麻岩(sericite gneiss)，兩雲母片麻岩(two-mica gneiss)，角閃片麻岩(hornblende gneiss)，閃雲片麻岩(hornblende mica schist)等；又時亦有紅簾片麻岩(piedmontite gneiss)之產出。至絹雲母片岩(sericite schist)，黑雲母片岩(biotite schist)，兩雲母片岩(two-mica schist)綠泥片岩(chlorite schist)，綠簾片岩(epidote schist)，紅簾片岩(piedmontite)，角閃片岩(hornblende schist)等所謂結晶片岩，則各以該礦物及石英爲主成分之變成岩，概易剝裂爲片狀或板狀。其中黑雲母片岩爲

黑褐色，絹雲母片岩則有似白色絹之光澤，綠泥片岩及角閃片岩則呈草綠色，綠簾片岩則爲黃綠色，紅簾片岩則帶石榴紅色；因其岩石不同故其構成之風景亦各有殊趣。其中有含石墨量極多者特稱之爲石墨片岩。

若不含石英而含多量之斜長石及角閃石，則爲角閃岩，而非結晶片岩。



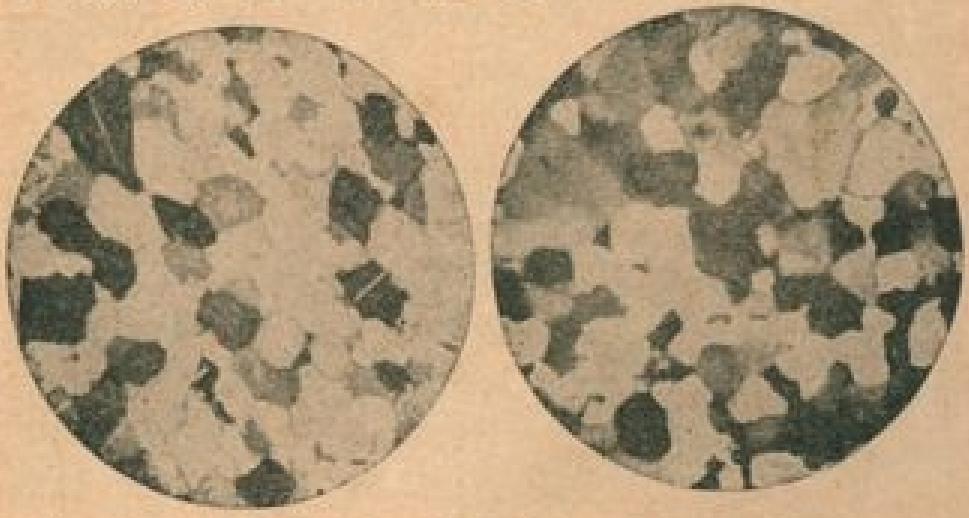
第一百二十六圖　眼狀片狀岩

斑狀花崗岩被壓潰，卽成此種岩石。

砂岩乃砂岩之變質岩，由粗粒之石英構成之；大理石則爲結晶質之變質石灰岩也。

總之，以上各岩石皆由他種岩石深埋地中變質而成，所到各地之內部當有此種岩石之存在，故一般稱之爲變質岩。

雖然，此種變質岩單由岩石之深埋地中，卽能變質乎，不無可疑也。此等變成岩類多產於地殼運動極盛之地方；卽發見變成岩之地方，最少必曾經一次之隆起作山地；在此等地方，卽中生代之岩石，亦得變爲完全之片麻岩或結晶片岩。使此種山地生成之原動力，對於此等變成岩之生成，亦與有力焉。若此原動力爲此種變成岩生成之主因，則此變質現象可稱之爲動力變質（dy-



第一百二十七圖　砂岩（右）與大理岩（左）

與產成部深中地在或，點地成生其，石岩之成生下溫高在爲皆者兩岩緊接兩之部分。

namic metamorphism)。

但此本無確實之證據；何以言之？今縱令岩石單由深埋地中之一條件，即可起變質作用，但其露出地表時，必有一種地殼隆起與之相伴；故不能因此等岩石多發見於山地，即斷定山地隆起，同時爲岩石變質之原因；即所謂一般變質與動力變質間，有此等複雜之關係；是否此兩現象並存在而表現同一之結果？或僅有動力變質之現象，其所及範圍較廣泛者，則謂之爲一般變質？此等關係，尚未有充分之說明也。

要言之，上述之變質，最少亦須舉大山地之全體皆起此種現象而言，所及範圍極廣；反之，由岩漿

第一百二十八圖　由黏板岩之接觸變質而黏結之石柱紅之生面

之內進發而起之他種岩石之變質，則僅限於二者之接觸部附近；離此界線愈遠，則其變質程度亦愈小；此現象謂之接觸變質（contact metamorphism）。其中又視起顯著之化學成分變化與否，復分爲正規接觸變質（normal contact metamorphism）與交代接觸變質（contact metasomatic metamorphism）兩種。但其變質程度，應岩漿之內進發所引起之各岩石之環境變化而有差異；例如在地中深部，花崗閃綠岩雖與同種岩漿相接觸，但由此接觸所生之新環境實與該岩石生成當時無大差異；幾不見有何等變質現象。反之，若安山岩深埋地中遇花崗閃綠岩質岩漿之內進發時，則其新環境在物理上及化學上均與安山岩生成當時不同，常起變質現象。若爲海底沈澱物，以二氧化矽，氧化鋁或碳酸鈣爲主成分之黏板岩，或石灰岩；與組成完全不同之花崗閃綠岩質岩漿相接觸時，則其環境之變化極大。最明顯之接觸變質即發生於此種情形之下。

例如黏板岩與花崗閃綠岩質岩漿相接觸時，縱令物質不仰給於岩漿，其本身之成分已相互反應極激烈，並起分子移動，原子變更排列狀態等現象；例如二氧化矽（SiO_2）與三氧化二鋁（Al_2O_3）互相結合而生紅柱石（andalusite）（$Al_2O_3SiO_2$）；且此等分子在各部分求結晶之中心

而移動，集中於此等中心之周圍；有時且變更其內部之原子排列，變爲矽線石（sillimenite）（$Al_2O_3 SiO_2$）。

故黏板岩直接與岩漿相接觸之部分，變爲石英，紅柱石，菫青石，黑雲母等之結晶集體；且其結晶之大小約相等。此等礦物皆以略作球形之多面體相聯接，沿任何方向破之，

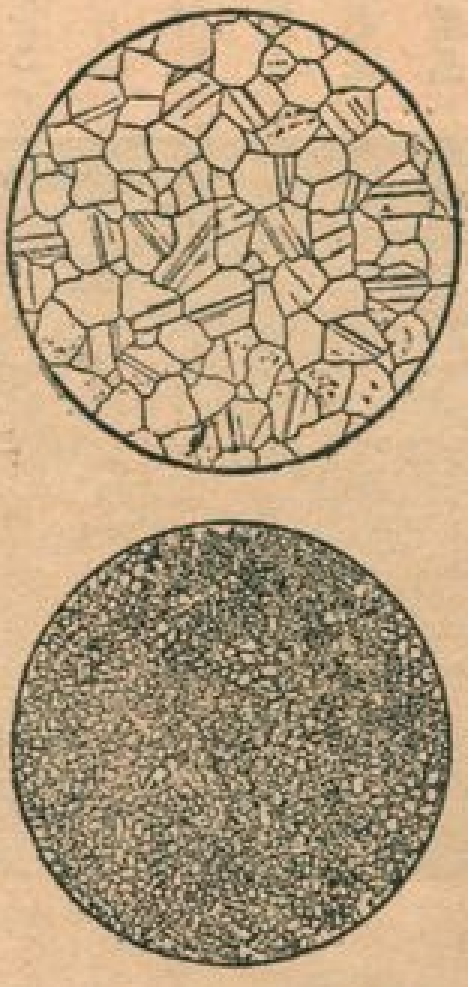
第一百二十九圖　石灰岩中之柘榴石與黏板岩中之柘榴石晶型之空晶石

二者皆爲接觸變質之特徵的產物。

皆作蜂巢狀相積疊；黏板岩特有之劈開完全消失，變爲暗褐色之緻密岩石，性極硬，以鐵鎚敲之，碎裂爲有銳稜及介殼狀凹斑之岩塊，卽所謂黏板角質岩（slate hornfels）者是也。

離岩漿愈遠，則其變質之程度亦愈小，在黏板岩中其原有之劈開不至消失；新生成之黑雲母爲量頗多，卽造成一種黑雲母片岩。

若離接觸部更遠之部分，黏板岩仍保有從來之外觀，唯在其中發生無數之黑斑點而已；是謂之斑紋黏板岩（spotted slate）。此等黑點若更發達，則多變爲黑雲母；但在此種狀態，其爲何種礦物，多難辨認。有時紅柱石，堇靑石等礦物，亦成小斑點現出，間或有長達一公分，直徑數公釐以上者。此種堇靑石常作特別之三連透入雙晶，其橫斷面一見似雕刻之花形；



第一百三十圖

實變觸接規正之岩灰石

下圖爲普通石灰岩之一種白壘，上圖乃由白壘變實而成之大理石。兩者之組成雖無大差異，但構造完全不同。

故特命名爲櫻石（cumulite）。又紅柱石之中軸部發育不完全，尙存多量黏板岩原有之物，驟觀之，似空洞，故特名之曰空晶石（chiastolite）。空晶石或櫻石多產於斑紋黏板岩中，有時亦存在於黑雲母片岩部分，在黏板角質岩部分則作大斑點產出。

以上乃就黏板岩與岩漿相接觸；幷無何等物質供給於岩漿之變質而言，卽就正規接觸變質之內，中，外三帶而記述者也。至於在純粹之砂岩或石灰岩中，則此三帶之區別不甚明瞭，唯愈近內帶，礦物粒愈粗；且各粒皆作與球形相似之多面體，全岩石爲緻密之粗粒礦物之集體；卽所謂糖狀砂岩（saccharoidal quartzite），糖狀石灰岩（saccharoidal limestone）者是也。

第一百三十一圖　石灰岩之接觸交代作用

中其裂隙加進岩漿中之二氧化砂及鐵，石榴石鐵鈣生部軸，兩側生砂灰石。

若石灰岩不純粹，含有黏土或砂時，則易產柘榴石或矽灰石；若稍含白雲石質，則易生成透輝石。

以上爲正規接觸變質之例，即受變質之岩石不受岩漿供給何等物質，由其本身成分之變化，生成各種新礦物之例也；但若岩漿中含有種種之氣體滲入周圍之岩石中時，則後者之變質程度愈大，因有種種新物質加進，其原來物質之一部則被追逐，即起一種交代作用（metasomatism），引起交代性接觸變質（或稱接觸交代作用）之現象。

第一百三十二圖

察覩的鏡微顯之物礦性觸接石輝鎂鈣

此種變質中亦可細分爲數種類；其中最重要者爲雜石式與雲英變質岩式之二變質。雜石

(skarn)之主要者爲鈣鐵輝石($CaOFeO2SiO_2$)，鈣鐵柘榴石($3CaOFe_2O_3.3SiO_2$)，矽灰鐵礦，綠簾石之鈣鐵矽酸鹽類礦物之大結晶集體也常與多量之磁鐵礦，赤鐵礦等氧化鐵；或黃鐵礦，磁硫鐵礦，黃銅礦，硫砷鐵礦，方鉛礦，閃鋅礦等之硫化礦物，相伴產出，作鐵銅，鉛，鋅等之礦石，有採掘之價值；一般之接觸礦床(contact deposit)卽由此等礦物構成之，雛石原文爲 skarn，乃斯干地挪維亞(Scandinavia)地方礦山工人所用之名詞，意指無製鍊價值混礦石中之雛石；今變爲學術上之名詞矣。雛石多生成於石灰岩或石灰質黏板岩與花崗閃綠岩或閃綠岩等岩漿相接觸之部分；且僅限於同一岩漿塊中或特別部，始能見此種礦物；此似由鐵及其他氣化物與水及其他氣體相結合或集中於一部分，而滲入附近之岩石中，遂生成此等礦物。又此等礦物中硫化礦物之生成，常在鈣鐵輝石或磁鐵礦生成後，與柘榴石之生成相繼而起，此由顯微鏡之檢查可以知之也。至其全體結晶之完成，需要相當之長期間，是否全體皆由氣體之作用而生成，或一部分代表其末期之礦物則由氣體凝集所生之熱水溶液產出；此等尙未有明確之研究；至著者則贊成後者之生成法也。

其次爲雲英變質岩(greisen)，此爲英國康瓦爾(Cornwall)地方特產之變質岩，發達於一

種花崗岩之邊緣部，花崗岩中之長石及石英之大部分與多含鋰素之雲母及電氣石，黃玉，螢石等等氟素，硼素等化合物相交代；雲英變質岩即由此等礦物構成之集體也。

此種變質岩之發達部分爲花崗岩之邊緣部及與邊緣部成直交之裂罅間，或其兩壁；其一部分且波及周圍之黏板岩中，使變質爲多量之電氣石或雲母之集體。由其地質的狀態推之，似岩漿內迸發後，其邊緣部即凝結；集中於岩漿內部之氟化物，硼化物，則作熱氣體侵進在周圍既凝結部分生成之裂罅中，遂引起上述之變質現象。常與雲英變質岩共產出之錫石即易由氯化錫或氟化錫與水蒸氣之反應，直接由氣體生成之礦物也。

第一百三十三圖　碳絲泥片岩之顯微鏡的觀察

$$SnF_4 + 2H_2O = SnO_2 + 4HF$$

氟化錫(氣體)　水蒸氣　錫石　氟化氫(氣體)

此外在芬蘭奧利郁爾比地方，與花崗閃綠岩相接觸之角閃片岩或角閃岩中，一部分產多量之黑雲母，絹雲母，堇青石，斜方角閃石，紅柱石等富於氧化鎂，氧化鋁之礦物；磁硫鐵礦，黃銅礦，黃鐵礦之產量亦不少；此中之氧化鎂，氧化鋁及銅，鐵等硫化物似皆由岩漿中供給。至其爲直接由岩漿發出之氣體作用；抑或由氣體之凝集生成之熱水溶液作用而生成此等礦物，及其作用之程度；則不明也。在此地方尙產一種硬綠泥石，乃特種之接觸變質礦物也。

在各礦山地方，有礦脈兩側之安山岩或凝灰岩，與多量之綠泥石或黃鐵礦相交代，起一種所謂青磐化作用(propylitization)者；有礦脈兩側之石英粗面岩化爲絹雲母或高嶺土質之塊狀物者；又有凝灰岩及石英粗面岩變質爲黏土或石膏者；此等變質原因，乃由構成此等礦床之熱水溶液作用而起之交代變質，卽所謂熱水性交代作用也。

* * * * * * *

此外在岩石界，礦物界之有趣現象，奇妙現象，及其他重要事項尚多，決非此一篇所能詳盡；今暫作一結束，其餘悉讓之後篇可也。

011104

省立新竹中學

~~080~~
~~1011~~
~~v.484~~
書碼
~~14484~~
登錄號碼
011104

王雲五主編

萬有文庫

第一二集閒編五百種

礦物與岩石

二冊

版權所有翻印必究

中華民國二十四年三月初版
中華民國二十八年十二月簡編印行

原著者　渡邊萬次郎
譯述者　張資平
發行人　王雲五　長沙南正路
印刷所　商務印書館
發行所　商務印書館　各埠

G四一四五上

14484

14
13-2
1104