

萬有文庫

第二集七百種

王雲五主編

地 形 學

(下)

花井重次郎著

譚亞達譯

商務印書館發行

地 形 學
(下)

花井重次郎著
誌亞達譯

自然科學小學叢書

編主五雲王
庫文有萬
種百七集二第

學 形 地
冊 二

究必印翻有所權版

中華民國二十五年三月初版

原著者 花井重次郎

譯述者 謹亞達

發行人 王雲五
上海河南路

印刷所 商務印書館
上海河南路

發行所 商務印書館
上海及各埠

(本書校對者李家超)

第七章 河蝕輪迴

一 河川

成爲雨雪降落到地上的天水，一部分蒸發 (evaporation) 一部分滲入 (seepage) 地中而消失，另一部分，隨着地面的自然傾斜，藉重力而流下 (run off) 於低處。當着雨水流路的低處土壤，因爲被牠洗刷了，所以形成溝狀的凹地。這叫做雨壑 (gully)，稍大的叫做 ravine。從此漸漸成長形成河谷 (valley)，河谷內的流水叫做流水 (stream)。其初雖是每度降雨時纔有流水的間歇流 (intermittent stream)，但河谷底達到地下水面，就會成爲常有河水的恆久流 (permanent stream)。在恆久流中，小的叫做小河 (creek brook)，較大的叫做河川 (river)。這樣生成的河谷，隨着地表的傾斜，由流水自身的作用生成的，這叫做侵蝕谷 (erosion valley)。這侵蝕谷，

也有由冰河侵蝕而生成的溝狀凹所，而爲今日河道因素的冰蝕谷。此外，還有根源於地質構造的構造谷 (tectonic valley)。構造谷分爲經流於地表的斷層低所的斷層谷 (fault valley) 及由褶曲而成的低所即向斜部背斜部而成生的褶曲流經地表傾斜與噴出岩界上低所的分界谷 (Scheide taler)。又河谷的最初方向，雖因此而決定，但依侵蝕作用，而爲第二次的種種變化，致使流路的發達，趨於極度的複雜。以下略述關於河川二三術語及河川若干性質。

從上流考察河谷，右方爲右岸，左方爲左岸。集合樹枝狀的河川，分流爲根毛狀流入河海的一個河川的系統叫做河系 (river system)。一個河系本流 (main stream) 是依流量大小，自河口起的長度，流域面積，或河幅而定。流入本流的河川，即是支流 (tributary)。

注入某河川的雨水的集水範圍叫做流域 (drainage area)，相接的河川流域的外周界線，叫做分水線 (divide)。河川的流域面積，合起支流成爲跳躍的增加。流域面積爲 F ，本流延長爲 L ，則 $B = \frac{F}{L}$ 爲流域的平均幅員， $\frac{F}{L}$ 越大，流水量變化越減少， $\frac{F}{L}$ 越小，則洪水災害越厲害，并很少利用的價值。在流域水面積 F ，除那裏的大小河川長度總計的時候，表示單位面積內河川的

長度，這叫做河川的密度 (river density)。河川的密度，在地質滲水性大的地方小，在傾斜大的地方也小，在被覆植物多的地方卻大。

河川水面的高度叫做水位 (water level) 使用量水標可以實測出來。水位變化的主要原因為降雨，但其影響則隨河川大小，上流下流，涵養源的種類而有不同。除由大雨發生的急變外，大體為規則正確的週期變化。即是涵蓄於冰河的高緯度地方的河流，因晝夜融解水量的差異結果成爲規則正確的日變化。又灌溉用水往往依人工原因而表示日變化。許多河川隨四季作規則正確的變化。這是由於降雨量、融雪量、蒸發量、灌溉等原因而起因的。凡霪雨期或積雪深厚的地方，在春季融雪期水位概高。在盛夏雖有洪水的急變，概爲低水位的渴水期。

河水流動，是因爲河床傾斜的緣故，牠的速度，是與水面傾斜度的大小與水深爲比例的變化。水面梯度與水深，各所各時都不相同。一般上流速度快，下游緩慢，又從流水的橫斷面看來上層較二岸與底部爲快。這大約是由於谷壁的摩擦及表面的空氣摩擦所致。流速最快的地方叫做流心。這流心普通存在河流的中央表面及其緊接的下層，但河流彎曲時，流心則逼近凹岸。

在單位時間內，通過某地點的河水橫斷面的河水體積，叫做某地點的流量，普通以每秒立方公尺或每秒立方尺為單位。

河水水量增大以致於橫溢氾濫於沿岸地方，叫做洪水 (Flood)。這種現象是由流域的一部或全部發生豪雨，或由上游山地冰雪急劇融解所致。前者多發生於夏季，叫做夏季洪水 (summer flood)，後者多起於春季叫做春季洪水 (spring flood)，由豪雨致成的水位上昇的程度，是與降雨強度，降雨連續時間，降雨區域的廣狹，及其分佈狀態，降雨的時季，植物被覆，地質等等相關的。在洪水時，因水深增加和水面梯度增加，故流連激增，因而使下述的侵蝕作用，大為增加。

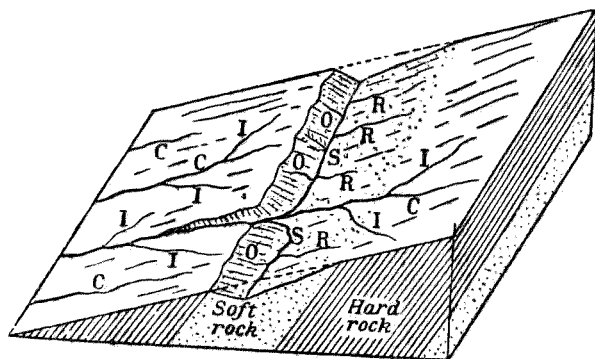


圖 87

c = 必從谷
= 再從谷

l = 斜向谷
s = 橋從谷

o = 逆向谷

從河流方向與地表傾斜的關係，達維士氏把河谷區分爲下記幾種：

一、必從谷 (consequent valley) 順着地面的自然傾斜而流下的。

二、斜向谷 (insequent valley) 對於地表傾斜的方向斜流的，由必從谷發達所生的許多支流均屬之。

三、逆向谷 (obsequent valley) 與地表一般傾斜相反而流下的，多由第二次原因而成。例如地表進行侵蝕使軟層部分低下時，生出與一般傾斜相反的第二次傾斜面的河流，或是同樣的逆傾斜依着斷層或褶曲作用而成，流在這上面的河川屬之。

四、再從谷 (resequent valley) 侵蝕進行後，再度與一般傾斜採取同一方向流下的河川。

五、構從谷 (subsequent valley) 與地表傾斜相斜交或直交，順應地質構造的河川屬之。

此外，從地質構造的關係看來，與地層並行的河流，叫做縱谷 (longitudinal valley)，再細分爲向斜谷、背斜谷、同斜谷、與層向略切成直角的叫做橫谷 (transvers valley)。其次斜切層向的，叫做斜谷 (oblique valley)。這些名稱，也適用於河川並行橫斷或斜行山脈方向。



圖 88 由剝削而成的圓頂峯



圖 89 石輪 Steinringooden (Spitsbergen)

二 風化河蝕作用

達維士氏區分地面侵蝕剝削作用爲二種：即陸上侵蝕 (subaerial erosion) 與海蝕 (marine erosion)。陸上侵蝕又分爲正規與特殊二種，流水作用與風化作用是正規侵蝕 (normal erosion)，風蝕與水蝕是特殊的侵蝕 (erosion) 與剝削 (denudation) 兩語，在美國往往混同使用，但在英國，前者的營作，是限於線的 (linear)，後者則有面的 (areal) 性質。

達維士氏的分類，是否妥當，這裏姑且不論。在現在最普遍的，作用於陸面的外營力，是河融與風化作用二種。這兩作用就是在風融卓越的地方或在被冰的極寒地帶也可以追跡的，故可稱爲最顯著的侵蝕營力。

(1) 風化作用 (weathering) 接觸空氣的地面岩石，因受氣象的變化，雨水的作用而解崩解 (disintegration) 或腐蝕分解 (Decomposition)，這叫做風化作用。風化作用，主要爲面的剝削地表，這可分爲二種。一爲物理的風化，其他爲化學的風化。物理的風化多由溫度變化，地下水

凍結，及生物等原因而成。在乾燥地方或山頂都不問晝夜，由太陽熱直射而生的地表溫度，變化非常顯著，其差度常常超過攝氏一〇〇度。因為急遽的受熱或冷卻，造岩礦物的膨脹係數各別，遂在分子間生間隙，小裂罅中的水冰凍時容積增大，以致破壞岩石。花崗岩一類的塊狀岩石，由於這種作用，從表面上生成葉片狀的剝離 (exfoliation)，往往形成鐘狀的圓頂峯。

貫入岩石裂罅中的植物根莖徐徐成長，不祇是使岩石起物理的破壞，並由根莖分泌的液汁，也會使岩石生化學的腐蝕。由這種作用生成的岩片，叫做岩屑 (waste, debris)。在高山頂上散佈着岩海 (Felsenmeer)。在氣候寒冷地方，由冷雪作用，岩屑竟呈現許多角形輪狀的奇觀。這叫做石輪 (Steinrig-boden, Struktur-boden, Polygon boben) 又在傾斜山腹的岩屑，受氣溫的乾溼，及日射的加熱與冷卻等項作用，略微運動時，恆受重力作用向下方移動。這種作用叫做匍行 (creep)。多量岩屑，如同冰河似的，徐徐下降山腹，有時會成爲岩流 (Blockstrom) 又流下急斜面的時候，堆積於山麓則形成崖錐 (alus)，其斜面視岩屑大小而有一定的傾斜，即有一定的靜止角 (angle of repose)。

至於化學的風化，則以岩石的氧化所生的分解作用爲主，更由雨水滲入助成之。化學作用，普通都需要高溫，故在氣溫高昂雨量豐富的地方，這作用尤其顯然，此外有種植物或微生物，也能助成岩石的崩壞。化學的風化與岩石的化學成分相關，例如石灰岩，只要有雨水就能溶解流出，殘留着殘滓土。

在風化作用中，屬於物理的，我們雖能看得很明白，但只限於地面薄層，故範圍狹小。屬於化學的，因雨水滲入地層深處，徐徐地生成深厚的風化成生物。風化的程度，在表層極爲顯著，岩石完全變質而成土壤 (soil)，越至下部，漸次混合大粒岩屑，終於移化到堅固的母岩。這樣造成的土壤，叫做殘滓土壤 (residual soil)，倘風化成生土屬於黏土，則稱爲殘滓黏土。



圖 50 崖 錐

土壤上如有繁茂的植物，就可防止牠的流出，有時且能使岩屑堆積起來。但通常則隨從重力作用，從表層徐徐移向下方，或被流水運送，或由山崩作用急激落下，地面被剝剝後也就漸漸的低下去。

有種火成岩或粗鬆的水成岩，有時因風化作用而成厚黏土層。在混合着岩屑的黏土層裸出地上，有雨滴落下時，黏土雖容易流出，但在岩屑直下的黏土，卻被保存，終於形成戴着岩屑的土柱 (earth pillar)，有時竟達到數百英尺的高度。在山頂上加上風的作用，雨滴從橫面吹來時，規模雖小，卻也會成爲水平的土柱。

厚黏土層地域裸出時，雨水流入雨壑，僅河底部受着顯著的侵蝕的結果，地面上一方面深刻着細谷，成爲不能通過的惡地 (badland)。

有厚土壤的山腹，遇大量雨水滲入成爲飽和狀態時，不易附着於斜面，遂滑落而成山崩 (landslide)。山崩的現象也有由於結合不緊的岩層，或岩石地域，受地震而起的。留下半圓形的急斜

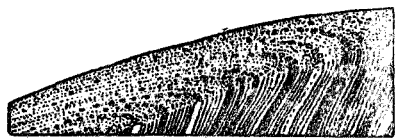


圖 91 殘滓土壤的衝溝

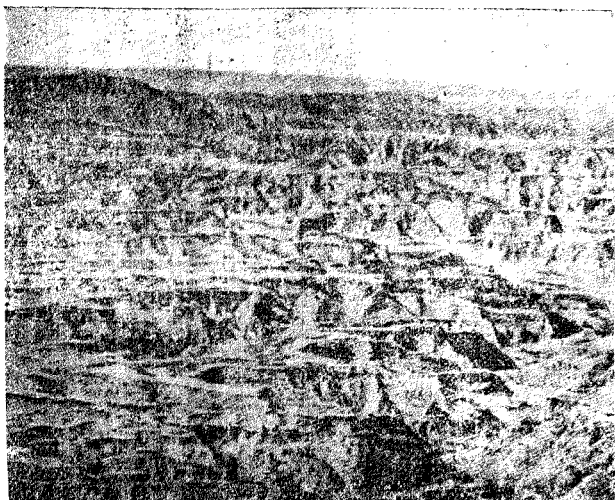


圖 92 惡地地形(南達哥他州)



圖 93 由豪雨生成的雨壑與扇狀地

面，露出基磐岩石，前而落下的物質，埋沒山谷，成爲凸凹複雜的小丘陵。

(2) 河蝕作用 (Fluvial erosion) 由風化作用生成的岩屑與土砂，轉落到河床中，則被河流運搬，使之與河床谷壁相衝突破壞削磨。侵蝕物質匍行而下，與岩屑土砂同被運搬到下流，在此堆積。綜合這些作用稱爲河蝕作用。

河水侵蝕河谷的作用作線狀進行，可分爲二種。卽化學方面使河床岩石溶解流出的溶蝕 (corrosion) 與機械方面破壞削磨的洗掘 (corrasion)。溶蝕是非常微弱的，侵蝕的大部分，都屬於洗掘。

侵蝕作用又從河床破壞的方向，分爲下刻侵蝕 (deepening, vertical erosion) 與側方侵蝕 (widening, lateral erosion) 兩種。前者盛行於河谷傾斜大的幼年期河川，後者盛行於傾斜緩慢的地域。在被覆着粗鬆土壤的山腹，由急雨生成的雨壑，幾乎完全是下刻作用，結果谷壁近於垂直。這種雨壑的頭部，每遇豪雨，則侵蝕山腹。而使山谷長度增加起來。這叫做頭部侵蝕 (head erosion)，或後退的侵蝕。在華北的黃土山腹，近年雨壑非常發達，在豪雨時，有時竟造成百公尺的

頭部侵蝕。

在上流地方的河床，堅固岩石面上，往往有數尺直徑，深度較直徑還大的圓形洞穴，這叫做甌穴 (pothole)。內部好像巢內的卵一樣，存留着幾個圓形石礫。這甌穴的成因，就是急流河床一部分的凹所，生出河水的渦流，進入這凹所的岩屑，與渦流相同，由轉運而摩擦岩面，



圖 94 斜穿的峽谷(瑞士的 Ragaz)

漸次生成井狀的洞穴。在有許多裂罅的岩石的河床，沿着裂罅，發生許多甄穴，有時相接的甄穴，互相連絡而成瓢形的洞穴。

下刻的作用，沿着地質構造的弱線終竟穿入堅固的岩石中，形成了大規模的狹谷，同時視河床岩石的軟硬，而為選擇侵蝕 (selective erosion)，結局河床各處形成着瀑布與急流。下刻作用一面進行，河床的梯度，就會次第減少，下刻作用次第衰弱使側方侵蝕加盛，與谷壁上部的風化作用並行，使谷幅漸次增廣。

河床的傾斜緩慢，下刻侵蝕微弱，則由河床的微小誘因，就容易使河道方向變更而生成彎曲，河水由遠心力衝向對岸，受反射再攻擊他舉。因此磨削作用破壞側方兩岸，使河床幅員加廣，河水形成屈曲的蛇行狀，向河原流下。

流速大，水量多，河水中含有的岩屑量豐富，基磐岩床軟則侵蝕當愈強且愈速。流速是與河床傾斜及水深相關聯的。在長期中這些條件如有變化，

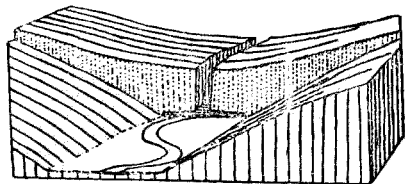


圖 95 下側(後)與風化側侵(前)

侵蝕力即應之而有增減，如在短期中增大，則成洪水，在一年中如發生數次洪水，河道即發生變化。

剝削侵蝕作用所能達到的下方界面叫做基準面 (base-level)，可分爲二種，即汎域基準面 (general base-level) 與局部的基準面 (local base-level)。後者是包含硬岩層湖沼上面的假想水平面，在輪迴中途成爲局部的而且是一時的剝削的基準。前者爲包圍陸地的海面。因爲陸上剝削物質流入海中，故此面必隨同海面上昇，故汎域基準面的位置，也隨着變動，并不是一定不變的。跌落於河床中的岩層，最初是有尖角的，但當流下時因互相摩擦或被谷壁摩擦漸次失去尖角成爲圓礫 (river gravel)。

上流地方那些不能流下的巨大岩屑，仍然保有尖角，一到下游就可發見圓形石礫的堆積。至於細



圖 96 由河川蛇行而成的側方侵蝕

粒的沙 (sand) 和泥 (mud)，反而不成圓形，那是因爲蒙着水分子的薄膜，研磨受其妨礙所致，與沙漠中的砂粒由風的作用流過時成爲圓形，是有分別的。

河水也經營着運搬作用。運搬作用與侵蝕作用相同，分爲化學的及物理的兩種。化學的搬運爲溶流，當河水湧出流下時，在其途中，溶解了岩石中可溶性的礦物成分，而運搬下去。溶解物質雖由流域的地質而有不同，但以碳酸石灰成分爲最多，其次爲硫酸石灰與食鹽。這些物質注入湖海成爲貝殼、動物骨骼及鹽分。含於河水中的溶解物質質量雖極少，但若按年計算，就很多了。密士失必河的溶流量，每年爲一三六、四〇〇、〇〇〇噸。以英國而論，在一萬三千年中可使英國全土的地表低下一英尺。

物理的運搬可分爲二種。一種是轉流，另一種是浮流。就轉流而論，石礫的直徑，與流速二乘爲

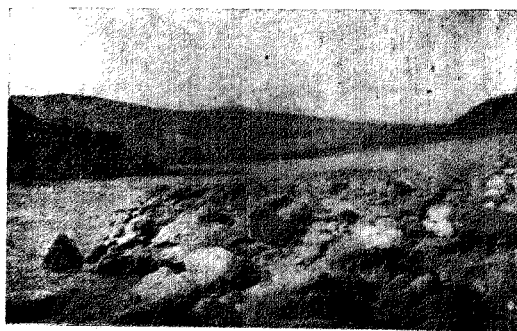


圖 97 河床的石礫

比例，故其體積，與流速的六乘為比例。通常流速上流大而下流小，故流水運走的石礫，亦然。我們在河床所見的石礫，就是河川在最大速度時運搬來的，與洪水時的流速相關。

浮流是泥沙等細粒物質混合於河水中，成為濁水而運搬着的。河水作渦動，或流速愈大，當愈顯著。故在洪水時，泥量最大，如中國的黃河及遼河，浮流着上游地方的黃土，常常混濁。又由冰河的溶解，從冰河末端流出的水，亦常混着岩粉，成為牛乳狀的混濁，但如流入湖中，就在靜水中沈澱，再由此流出時，即為澄清的水。在阿爾卑斯地方，這種河川最多。由浮流而運出海中的物質極多。就黃河而論，每年計有七〇〇、〇〇〇、〇〇〇噸。反之，由轉流流入海中的分量，則較少。

砂礫粒的大小及其分量視流速和水量而定，運搬着的河水流速或水量，或兩者同時減少時，因過量擔負 (overload) 而失墜，運搬物就會沈澱堆積 (accumulation deposition)。反之，當其增加時，沈澱的物質又再被運搬而去，使河床露出岩石，幫助侵蝕。在其中間，運搬力與岩屑量成為平衡狀態。表示這狀態的河床的傾斜叫做梯度 (grade)。達到此項梯度以後，河床即不生起顯著的侵蝕與堆積。因為下方侵蝕目的在於達到此梯度，故叫做 degradation。反之，堆積於河床沈

搬物質因要得着此梯度的作用，叫做 *aggradation*。這兩種作用反應極銳敏表示出河川狀態的變化。

許多河川，在上流部分傾斜大，運搬力強，故侵蝕顯著，反之，出到山地的下游，就急速地減少速度，開始堆積沈澱。所謂扇狀地及氾濫平原，即屬於這種地形。等列入海以後，因流速消失的結果，運搬物大部分都堆積於河口而成三角洲。

三 河蝕輪迴

由河蝕風化作用引起的地面上地形變化的全系統，叫做河蝕輪迴 (*fluvial cycle*)。這與風化河蝕的正規侵蝕一樣，也叫做正規輪迴。又因需要相當雨量，也可以叫做溼潤輪迴 (*humid cycle*)。河蝕，風化作用開始時的凸凹，爲其原形，種類很多。

論述河蝕輪迴，普通則以略近平坦的地面爲其原形。自此開始河蝕作用，以後繼續各種地形變化的一系列，分爲幼、壯、老的順序，爲之敘述。達最後一階段，與周圍海面略等，僅向海一面略有傾

斜而已此平面即爲準平原 (peneplain, peneplane) 一切的地形都是達到準平原過程中的形態，侵蝕剝削的作用都是使地表化爲準平原的作用，即叫做準平原化作用 (peneplanation)。準平原面是使山地垂直肢節在長久時期經過剝削消磨而化爲平坦的，在德文叫做 Rumpfoberfläche。要形成這樣的準平原，必須在原形隆起之後，有長時期的地殼平靜和完全的剝削。地質的事實證明了地殼運動有週期性，準平原的發達也是有週期的。

幼壯年地形，其時間雖短，但以後地形的壽命則順次延長，從此推論這種地形似應分佈很廣，然全世界近海原位置，或低位置準平原的記載，意外稀少，大都在近於高山山頂變位的準平原。對於這個疑問的解釋如下：

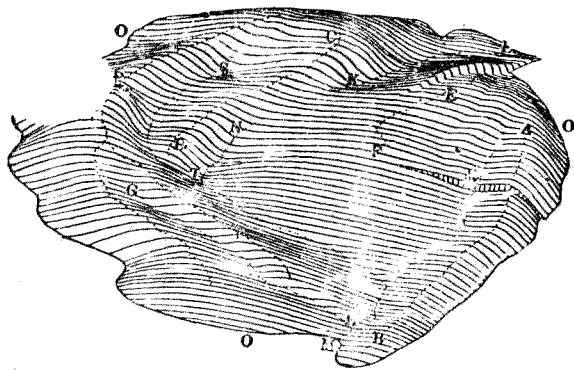


圖 98 原形之一

現代正繼續第三紀時代的地殼運動期，沒有使廣闊的準平原面發達的餘裕。但是準平原化所需要的時間尚不明瞭的今日，對於這個說明尚有考慮的餘地。

這裏應該注意的，同樣的準平原面，不必經過幼、壯、老的侵蝕輪迴，也能形成。倘地殼的隆起緩慢得宜，則只有隆起地表完全削磨而盡，即在此地，從原初生出準平原的地表，彭克氏把這種準平原，叫做原始準平原 (Primärumpf) 經過侵蝕輪迴的叫做終末準平原 (Endrumpf) 以作區別。實際上在一地域，完成一河蝕輪迴是很少有的。因為地殼運動往往在輪迴進行中，發生頓挫 (interruption)，結果使侵蝕還童，又復衰老。此外在長久陸上削剝的期間內，如遇侵蝕營力因氣候變化發生異狀，或因火山的發達而被覆地表等類事變就會生成複雜狀態的地形。

第八章 河谷地形

(1) 幼年期的河谷 因篇幅的關係，在本章內要附帶的論述到平地地形和盆地地形的一部分。向原地形面低所流來的必從谷的河水，以捕獲岩屑爲工具，穿鑿河谷 (Austal)。初期河谷，概有急峻的谷壁 (valley wall)，呈狹隘溝形，河水被覆全部河床 (valley floor) 流下。試看河床的縱繼面，處處都有急湍 (rapids) 瀑布 (water fall, cataract) 或湖水 (lake) 決不是平滑的線形。支流必從谷的斜面流入本流，但不一定在同一水準面合流。支流水量普通比本流少，因爲不能以同樣的速度下鑿河床，故在本流的谷壁成爲懸谷 (hanging valley)，流水成爲瀑布或急流而與之相合流。

以上的形態，除湖水外，河水的侵蝕作用，專集中於下刻作用 (deepening, down-cutting)，流水速度巨大，除運搬岩屑外，尚有餘裕，故河床幾乎不堆積砂礫，到處露出床岩 (bed rock) 有

時因組織適宜而成甄穴 (pot hole), 使河床消磨低下, 進行極快。

(2) 峽谷 (gorge, cañon) 下刻侵蝕

須視地質及構造而定, 有時沿垂直方向下掘河床, 有時 overhang 有時圍在幾乎垂直的谷壁之中, 成爲峽谷的地形。這種形態可以發見於在新近時代受下刻侵蝕甚爲顯著的地域, 或正在受着侵蝕中的地域。經過少許時間後, 谷壁上由風化崩壞, 卽成爲陡斜的 V 字形谷。

這種地形以北美洲, 開析哥羅拉多 (Co-

lorado-Plateau) 的大峽谷 (grand canyon)

規模最大。在花崗岩, 結晶片岩的基盤上, 不整

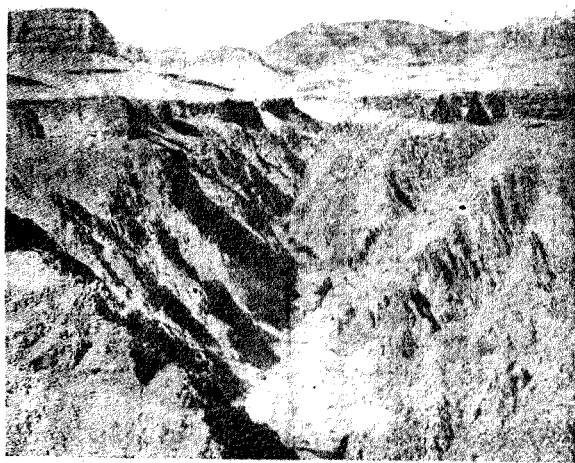


圖 99 Colorado 川的峽谷

合地堆積着 *agon kian* 岩層，更上則爲不整合的二疊石炭期以後至第三紀的水平臺地層。又由新期噴出岩層的流出，成爲三、〇〇〇公尺以上的臺地。結晶質的底部成爲峽谷壁，水平層中特別堅硬的地層，則成爲造崖層 (*cliff maker*) 是一種階段狀斜面。此外，開析跨佔 *Oregon*, *Washington*, *Idaho* 等處的 *Columbia Plateau* 溶岩臺地的 *Columbia* 河及支流 *R. Snake* 的峽谷，也是一個與前者相同的大規模山峽谷。

(3) 急湍與瀑布 在原地形表面上的急傾斜，雖使河谷中生出急流或瀑布，但若這一部分的岩石，對於河蝕的抵抗力不大，將隨河床的開鑿而消失。反之，在流路下方，因侵蝕的進行，有時也會隨着岩石硬度的變化而發生。河谷中的各種岩石，如泥岩、頁岩、有細節理面的岩石，以及因地殼運動而被磨削的岩石部分，均受迅速的侵蝕，而砂岩、角岩、片麻岩、結晶片岩、塊狀的火山岩等，消磨的速度則較遲緩。

下刻侵蝕中的河川，從硬層流到軟層的地質境界時，下游的軟層部分侵蝕甚速，使地勢低下，形成峽谷，至於硬層河床，則因低下甚微，故在其境界部分，河道傾斜，成爲峻急梯度。硬岩層如成垂

直，或向上流略微傾斜，則多成險灘，若傾向下游，呈現 overhang 的狀態，或近於水平，露出下部軟層時，便會挾開軟層，使硬岩突出，成爲瀑布。這樣的硬層，叫做造瀑層 (fall maker)。從造瀑層的末

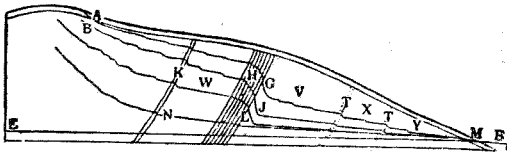


圖 100 河道的發達與硬層的影響

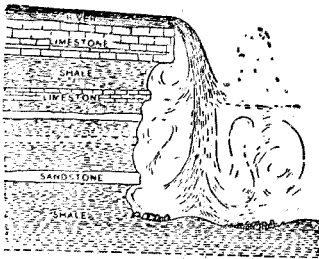


圖 101 造瀑層與瀑壺



圖 102 耐亞嘎拉 (Niagara cuesta) 的斷面

N. Niagara cuesta

O. Ontario cuesta

端落下來的流水，侵蝕軟層，而生深的瀑布壺 (plunge-pool hole)。間有造瀑層作 overhang 形式，成爲裏面瀑布者，如其先端的岩塊落下，瀑布即徐徐退向上流。造瀑層對於流路作水平的方向，或僅作少許的傾斜時，瀑布的生命最長。瀑布後退同時瀑布壺即形成洄流，兩岸顯出急崖，在壁上可以明白地認出造瀑層。

耐亞嘎拉瀑布 (Niagara fall) 卽此種形式的代表。在五大湖附近，古生代的地層，向着南方成爲僅少的傾斜，其中硬層的部分，因受侵蝕而突出，成爲四列的 *cuesta*，北方向着急崖。在歐達利歐湖 (Ontario)、伊爾利湖 (Erie) 之間，有由灰岩構成的 *Niagara cuesta* 與 *Onondaga cuesta*。耐亞嘎拉瀑布，就是懸在這石灰岩的造瀑岩上面。

(4) 湖 (lake) 在不規則隆起的原地形面上，有時有沒有出口的回窪地。流水匯集在這低所便成爲湖，雖因滲透蒸發，消失去一部分，但若水位增高，必更向低所流出。其流出口 (outlet) 因受侵蝕漸次低下，水位亦隨之降低，以致湖面漸次縮小。流入其中之河水原挾有砂礫，因流連消失，遂堆積於湖底。卽原本混有泥砂之河水，在靜水中澄清後始行流出。湖面因此縮小，水量也就漸漸

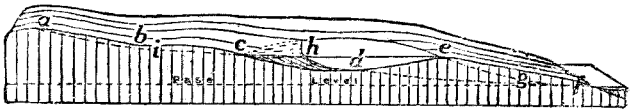


圖 103 原形面上的湖水

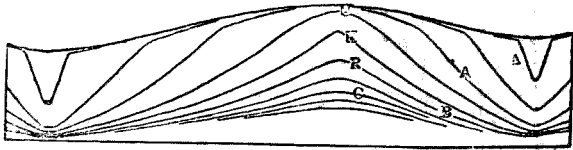
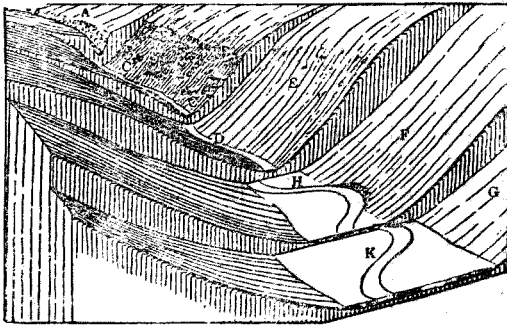


圖 104 (上) 河谷的發達
(下) 河谷的發達與河間地域的變化



圖 105 河谷與自然隄防

減去，最後全湖就會忽然消失。所以在流路上的湖，是一種過渡期的地形，在侵蝕輪迴的初期，就會消失的。尤其是湖底高出海面，出口後的傾度大的時候，命運愈短。在低位置生成的湖，大都由堆積物充塞，漸次變為溼地，所以有許多的湖，在過去比現在有更大的面積，可在河岸發見其跡。

湖盆 (lake basin) 有時由斷層或繞曲運動而成。深度大的河水，如貝加爾湖 (Baikal)、琵琶湖等均屬之。湖底往往位於海面以下。又在火山地方，則有由鍋狀斷層而成的 caldera 湖。與地殼運動沒有直接關係者，有火口湖，由侵蝕作用尤其是由冰河作用而成者有冰河湖，由山崩、溶岩流、泥流、河成堆積物及砂丘等而成者有堰塞河。

(5) 壯年期河谷 河谷縱斷面上過急的部分，下刻作用非常發達，過緩的部分，則堆積砂礫，使河道的傾斜，與水量、荷物量相適應。河道的傾斜減小，下刻侵蝕也就隨着微弱。谷壁上部因風化而崩壞，使V字角度增加。河床中流着的河水，順着曲路與側壁碰撞，增加側面的侵蝕作用。結果谷底幅員增廣，河間地域之面積縮小，分水界甚為明瞭，漸次低下，谷壁之傾斜遲緩。在寬廣的谷底，有砂礫堆積，兩岸之岩屑，被覆於岩壁之上。谷壁生土壤後，即有植物繁殖。於是遂從不能見其底的缺

床谷 (kerbtal) 一變而成床谷 (sohlental)。到得成爲U字形之盆谷 (muldental) 時，寬處固然增加，但同時因分水界低下，深處反而減小。

倘河床寬廣，平時河水不能佔全部河床，則時時曲就低所，攻擊側壁。祇在洪水時能滿被河床，堆積土沙。這樣的河床面，叫做汎濫原 (flood plain)。在山中的汎濫原面，布散着大小砂礫，河水取網狀流路 (braided channel)。在下游地方，砂礫成爲細粒，流路形成網狀，作蛇行之分流。在流路的兩側，因水流遲緩，致令運搬之物質，沈澱下來，使河床加高。尤其在洪水時，將多量物質堆積於河道兩側，形成自然隄防 (natural levee)，河水雖仍在其範圍內流過，但因河床增高，往往變更其位置。如上游河系漸次發達，有多量物質流下成爲堆積河流 (aggrading river) 時，此現象當尤其顯著。有時河床面中央部稍多，下游地方的支流，被堰塞而生成池沼 (pond)。

(6) 河谷的縱斷面 河水因須流動，故其向河口應有傾斜。最小的傾斜，原無一定，或視到達河口的距離，或視流量，或視運搬的砂礫量及其大小各不相同。上流因爲水量缺少，如物質巨大，則需要急傾斜。下流因爲水量豐富，砂量雖多，但砂粒細小，就是緩傾斜也能運搬。

現依地形圖，就彎曲河床之各地點，沿縱軸取高度，沿橫軸取自上而下各地點間的水平距離，連絡起來，即得河谷的縱斷面，如圖一〇七所示。

(7) 合流 (river junction) 支流流入本流的現象叫做合流。在幼年河谷谷壁落下的雨水或湧出的泉水，集合而生出支流，在合流點上，本流與支流相交的平面的角度，約略為直角。

(8) 分水界的移動 區分一河系與他河系的分水線，叫做主分水界 (main divide) 同一河系內的分水嶺叫做副分水界 (subdivide)。原形面上的最初分水界，往往不很明瞭，但二側河谷愈加發達，則河間地域漸見縮小，分水界便有明瞭的限定。倘分水界兩側侵蝕力相等的時候，那麼就在最初所決定的位置徐徐低下。但是在許多時候因為二河谷傾斜的差異，水量的差異，岩石的軟硬等等原因，河蝕量會發生變化，使分水界從一方擠到他方而生出分水界的移動現象 (migration of divide) 這樣徐徐偏移的現象 (shifting)，叫做分水界的匍匐現象 (creeping of divide)。其次假定有二個並行的河谷，一個顯出迅速顯著的河蝕作用，使分水界移動到側方而達到其他河床的時候，則二川合併起來，即生出分水界的跳躍 (leaping of divide) 現象。這



圖 106 河谷縱斷面與 Grade.

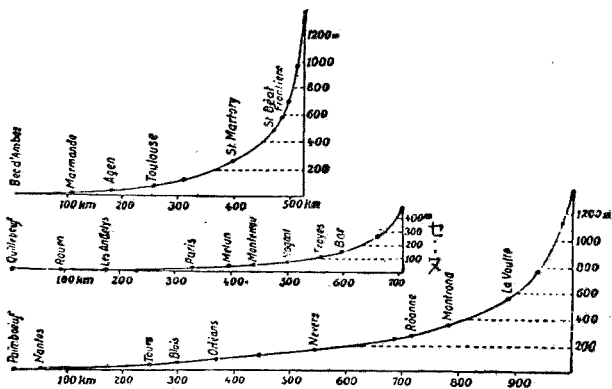


圖 107 法國各河川的縱斷面

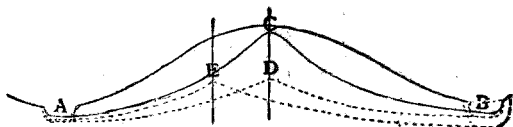


圖 108 分水界的移動

樣由河川間生存競爭 (the struggle for existence) 的結果，主流漸次發達，河系也就統一。

又假定有一河系，挾有一個地塊，兩側沿反對方向流去，若是生起了撓曲運動，或傾斜運動，使河床傾斜發生變化時，則因過急的河谷，促進頭部的侵蝕，分水界被擠而生移動。倘其他條件相同，則分水界的移動，有集中於地盤運動的隆起軸的傾向。挾有分水界的硬層與軟層，發達的時候，則隨接觸面的傾斜，而起分水界的移動。

(9) 河流的爭奪 在一般幼年期的河谷，分水界二側的河蝕力往往不等，因而移動甚速，流域 (drainage area) 的擴張與縮小，甚為活潑。生存競爭的結果，戰勝的河谷即統一河系，決定定的流域。

因為分水界移動，一河流在中途奪取流水，流入其他河谷的現象，叫做河流爭奪 (river piracy)。

互相鄰接的二條河流中，其中一條河蝕力獨大，使側壁的分水界被擠，終竟生成分水界的跳躍，奪取他河流當做自己的支流，這叫做除去 abstraction (如圖一〇九) 此時的支流，懸掛於

本流的壁部成爲懸谷。

有一種河川，或在軟層上流過，或因地方的基準面低矮，水量豐富，下刻力大，則本流與支流，因



圖 109 分水界的跳躍與主流的發達

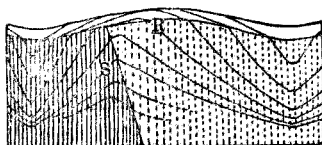


圖 110 由軟硬層而成的分水界的移動

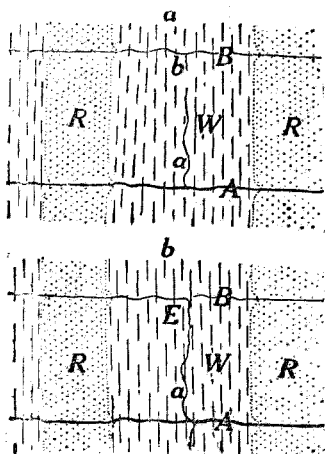


圖 111 河流的爭奪

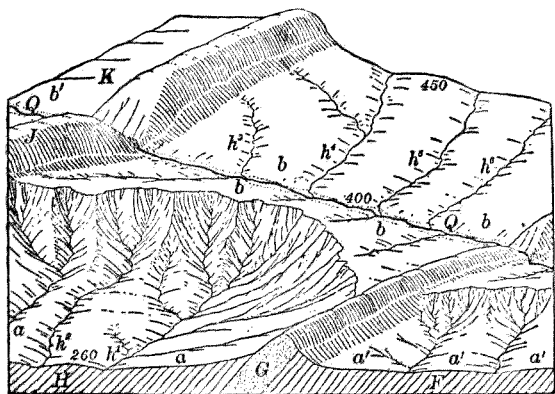
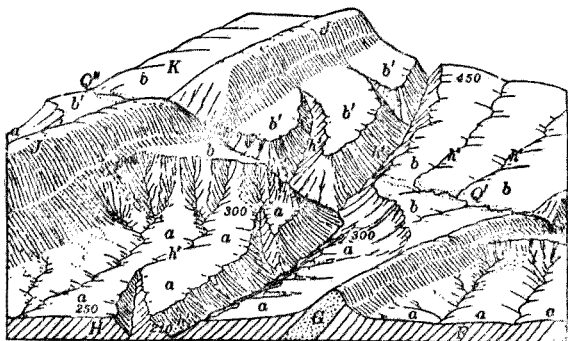


圖 112 河流的爭奪

頭部侵蝕而破壞分水嶺奪取其他河流。此種河流奪取 (river capture) 的河谷水量增加頗速。

河蝕力也很旺盛，反之，在被斬首 (behead) 的河谷中，則生谷中分水界 (Talwasserscheide) 形成風隙 (wind gap) 載有原河床中砂礫，湧出的水，成爲溼地，在比較廣闊的原河床中，成爲細流，通稱爲無能川 (underfit river)。發生河流爭奪的地點，河道大都傾斜頗急，且有水平的轉向。這部分叫做爭奪的肱 (elbow of capture)。引誘河流爭奪的河川，叫做轉向川 (Diverter)。

大凡爭奪的現象，在分水嶺甚高或起伏甚大的地域，是不易發生的。要在起伏小而且軟硬地層適當分布的地域，侵蝕復活時，纔能發見，大規模河川爭奪現象的例，如中歐的 Moselle (Mosel) 與 Meuse (Maas) 河〔兩河都是 (Rhine) 河的支流〕及 Seine 河間的現象。

與爭奪現象類似的，便是河流轉移 (Spill-over) 的現象。這是由於冰床的發展，熔岩流的流溢，或由繞曲，斷層運動妨礙一條河川的流下而生成堰塞湖，或因受堆積物的妨礙，使他越低分水

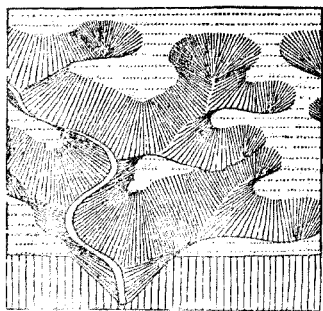


圖 113 斜向谷的發達

嶺移入於其他河系。

(10) 水系的發達 決定原形面上山谷疏密 (texture of dissection) 的因素, 和降水量的多寡, 地表傾斜的大小及岩石透水性, 的良否為比例。水系的發達時期, 可分為擴張期 (extension) 與復合期 (intergration)。在擴張期的初期, 是在原形面上成立一個水系的原形期 (initiation), 這時分水界沒有確定, 河流短小, 而且配置粗疏。其次河蝕作用, 漸漸旺盛, 由頭部侵蝕, 河道延長, 發生支流, 是為伸長期 (elongation)。其次在支流的谷壁, 生斜向支流, 愈分愈細, 徧及其全地域, 分水界完全決定, 遂入於彫刻期 (elaboration)。因此水系遂完全浸潤全部流域, 而入於完滿的擴張期 (Maxi-

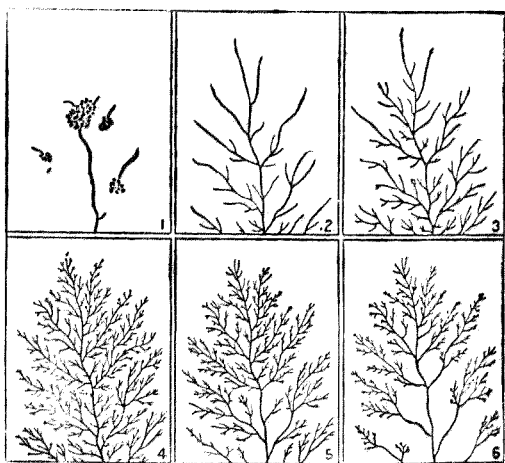


圖 114 水系的發達

num extension)。

再其次，就是水系的複合期。起先在與本流並行的小支流間，發生了分水界跳躍，將支流下部除去（*abtraction*），下流地域的侵蝕受平坦化，山地的地下水面也就低下，小流成爲伏流而被吸收，漸次小支流被大支流合併而發生減數（減消）（*subtraction*）的現象。以上

爲河系發達的理想經過，實則擴張期與複合期兩相混合。在河系頭部擴張的時期中，下游每每



圖 115 火山及其附近的水系的發達

就已有複合現象發生了。

河系發達後，因適應其構造，漸次生出樹枝狀、羽毛狀、格子狀、並行狀、直角狀等類配列。在火山圓錐體面，則顯示着放射狀的分佈，在與此密接的上游部分，則有支流減數的現象發生。

(11) 延長川 (extended river) 以上所述，大都為河谷向着上流發展的現象。有時河川亦可向下流伸長，而成延長川。圍繞陸地的近海海底，被覆有黏土、泥灰岩、砂礫層的堆積層，大都成為平坦的淺海底。此種海岸地方，當海底一部同時隆起形成原形面時，即生海岸平野 (coastal plain)，唯向海略具傾斜耳。在其背後舊地

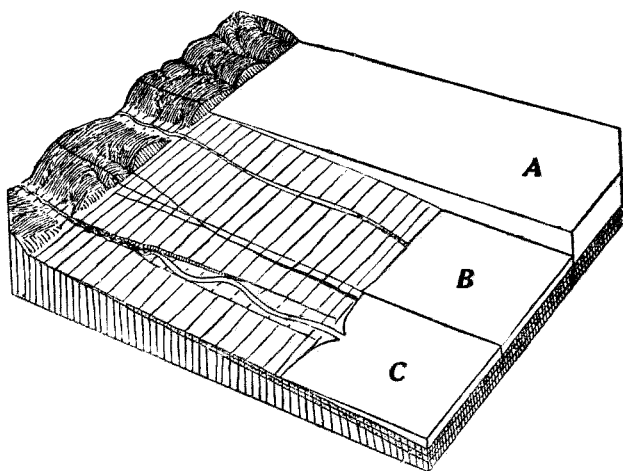


圖 116 隆起海岸平野與延長川

(old land) 流過的河川，延長至新海岸平野上，隨其傾斜而成必從谷。最簡單的形式，會生成與新海岸線成爲直角的直線流路。在新海岸平野面上，倘略有彎曲，則與此相順應，二川合流而爲結合川 (engrafted river)。通常對於新決定的基準面，延長川可使侵蝕復活。新的斜向谷便開析出海岸平野面。由黏土、砂泥所成的軟層部分，雖則突然達到 “grade”，但由硬層所成的舊地的界限，則生起傾斜急峻的不連續點。在北美大西洋斜面地方，有大規模的海岸平野，在其與阿柏拉千 (Appalachian) 舊地的境界上，可以看出各河流都有傾斜的不連續點，成爲瀑布與急流。連結這些地點，叫做瀑布線 (fall line)。這種地形的特徵，和種種有興味的人文現象相結合。

(三) 扇形地 (fan) 河流從河蝕作用旺盛的山地內部流出山麓時，因河床傾斜的急減，放



圖 117 冲積錐

棄砂礫，在山麓部形成圓錐面。這叫做沖積扇或扇狀地 (alluvial fan)。在扇狀地中，傾斜急的叫做沖積錐 (alluvial cone) 漸移為崖錐 (talus slope)。扇狀地以溪谷出口為中心，放射而出，在各方向上都表示有大致相同的傾斜，其水平曲線，大體成為同心圓作等間隔的配列。平時河川在其一部上成為網狀流過，滲透入粗雜砂礫中，成為無水川，但在洪水時，則很易變更河道，沿輻射方向流出，促成對稱圓錐面的發達。

扇狀地的傾斜，由河流的水量與運搬物質大小而定。大河流形成大的扇狀地，但傾斜卻緩。由大粒石礫構成的扇狀地，傾斜則甚急。扇狀地的扇頂部之粒稍粗，前端則漸細，傾斜因亦略緩。在實

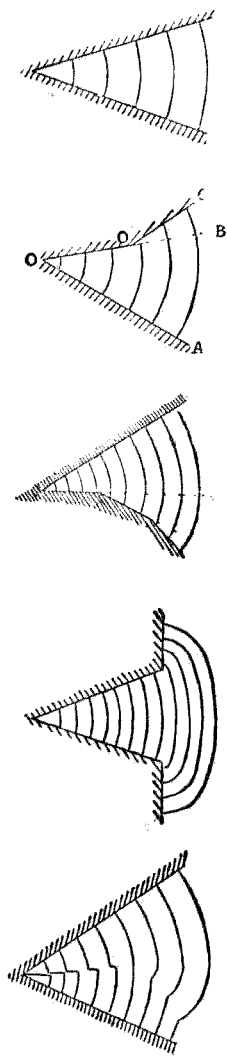


圖 118 扇狀地與側壁的影響

實際上，有一部分河水滲入扇狀地層中，水量急減，運搬的物質，便放棄在這裏，略出溪口，即有堆積的極點。又輻射狀的流路，受側壁的妨礙，故圓錐面不得不略微變形。

扇形地層的粗雜砂礫層處，每有僞層 (cross bedding)，含有砂及黏土層之 lens and pocket。滲透的河水，從扇狀地的末端湧出。在成長中的扇狀地面上，植物稀少，扇狀地上的河床，一旦開始下刻侵蝕，流路固定後，便成爲開析扇狀地 (dissected fan) 或形成段丘扇狀地。

扇狀地地形的上流，以有洪積期冰河發達的地域爲多。在乾燥地方，大量的岩屑，爲間歇流所搬運，也能形成壯大的扇狀地。支流的扇狀地，在合流點上發達，有時堰塞本流，使之生成小湖。有時又如圖一一九所示，主流侵蝕支流的扇狀地末端，因地方基準面的低下，生出開析扇狀地的地形。

從近代山岳成長顯著的地方流出的河川，使山麓發生連續的大小扇狀地，造成山麓扇狀地平原 (piedmont alluvial fan plain)。

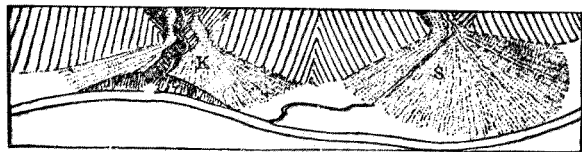


圖 119 扇狀地的開析

(13) 三角洲 (delta) 在湖海的河口，將搬運物質堆積填埋靜水中，使河海岸前進，結果造成三角洲。表面雖如扇狀地作半圓形，傾斜卻非常緩慢，到處分佈着溼地。三角洲上的河流成網狀分歧，兩側築有自然隄防，有時突出靜水中，宛如指掌。

三角洲的地形，以淺底湖海，流入物質富多，不易受波浪海流的破壞侵蝕的地方，成長最快。所以與其是在外海，毋寧是在內海內灣或湖水，能獲得完全的發育。發生於湖水的三角洲，與河沼的消失，同受陸化，河川侵蝕後，即不難由窺看其內部構造。表面上是堆積於河床的水平層，叫做頂部層 (top-set bed)，牠的前面是有二十度內外的前端斜面 (fore-set slope) 叫做前部層 (fore-set bed)。這就是失了流速能力的河水，不能運搬物質不得不放棄的結果。物質細微時，傾斜緩，粗大時急。下為底部層 (bottom-set bed)，是被蓋於湖底海底的細粒地

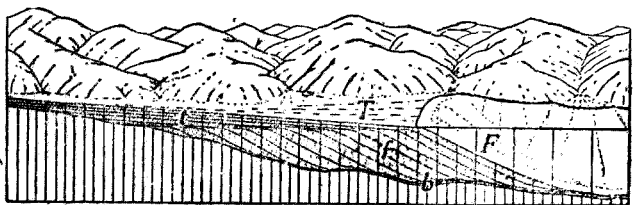


圖 120 三角洲的構造

層。此乃湖水中的泥土，懸浮於水中，徐徐沈下堆積所致。三角洲並列發達時，則形成複合三角洲的海岸平原（compound deltaic coastal plain），地面非常豐饒，宜於農業。

在堆積河流（aggrading stream）的河口，有大規模的三角洲平原生成，往往變更河道。黃河下游，造成華北大三角洲平原，面積達一〇〇、〇〇〇平方英里，人口數千萬。從黃土地方搬來的黃色細粒泥土，造成自然隄防。因為河床增高，有史以來，仍常常變更河道。山東半島，本來也是黃海中的一個島，因黃河三角洲的發達始成爲半島。

或因流出口低下湖沼乾涸，或因土地隆起，而使三角洲變位，則侵蝕復活而成爲開析三角洲（dissected delta），斜向谷因受頭部侵蝕，而使之開析。

（14）侵蝕的復活（revival of erosion） 河谷中，河蝕力與運搬力的平衡狀態，不易永續



圖 121 三角洲成層

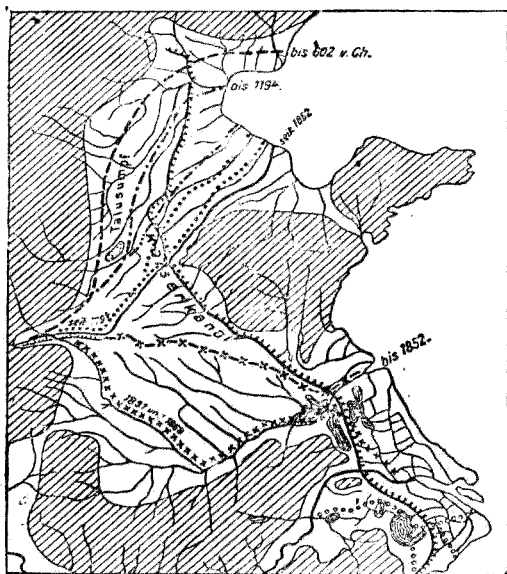












圖 122 黃河及其變遷路

- | | |
|---|----------------------|
|  | 山地 |
|  | 丘陵 |
|  | 運河 |
|  | 公曆一九〇四年爲止的流路 |
|  | 公曆一八五二年爲止的流路 |
|  | 平地 |
|  | 黃土急崖 |
|  | 公曆六〇二年爲止的流路 |
|  | 公曆十三世紀爲止的流路 |
|  | 公曆一八六八年與一八八七年的最後的溢流路 |

下去，往往依某種原因，使河蝕力強大，打破平衡的狀態，因此河床又起下刻侵蝕，而有回春作用 (Rejuvenation)。結果在平坦的河床中，又復深刻峽谷，呈現谷中谷 (valley in valley) 的地形，

舊河床的一部，餘留在山峽谷壁如人之肩(Shoulder)。反之運搬力衰弱時，則砂礫堆積於河床而成埋積谷或盆地。

以上的現象，有時是屬於全體河系的，也有時是屬於局部的。許多地學家、工學家的研究可知河蝕營力強度變化的主因不外河床的傾斜、水量、岩屑量及河床岩石的構造組織等共四種。以上四種原因，不僅各自發生變化，並且互相聯合，對於河蝕營力與以極複雜的影響，今假定祇有一因

侵蝕 側方 下刻		運搬力	侵蝕力	營力的變化		因子的變化
				增加	減少	
○	○	+	+	增加	水 量	
×	○	-	-	減少		
○	○	+	+	增加	傾 斜	
×	○	-	-	減少		
×	○	-	-	增加	荷 量	
○	×	+	+	減少		
○	×	+	-	硬	組 織	
×	○	-	+	軟		

子發生變化，其他不變，則一河川的侵蝕力，搬運力的變化如上表所示。在實際上考察此類變化的主要原因時，第一使傾斜發生變化的原因，爲地殼運動所招來的地盤昇降，荷量與水量乃其間接影響。其次使水量與荷量發生變化的原因，以氣候變化所致的水量增減，氣溫昇降引起的侵蝕營力變化等爲其主要者。其結果以一基準面爲基本進行中的侵蝕輪迴，爲之中斷，與新基準面相應，有附加之侵蝕輪迴發生，其間遂生地形的不整合 (topographical unconformity)，在此地域中發達成爲二輪迴地形 (two-cycle topography)。二輪迴以上的地形，亦稱複合地形 (composite topography)。

(15) 河蝕段丘 (river terrace) 在河谷的兩岸或一岸，往往因河水的侵蝕，或堆積作用，形成階段狀的地形。這叫做河岸段丘或河成段丘。階段狀地形上面的平坦部分，叫做段丘面 (terrace plain)，段丘面與下位的段丘面或河床相連的急斜面，叫做段丘崖 (terrace scarp)。段丘崖的平面形，普通略呈彎曲，多由圓弧的一部而成，凹面向着流路，互接而成尖點 (cusp)。段丘的相對高度，用段丘面與現在河床的垂直距離來表示，簡稱爲高度。段丘面分爲堆積面 (deposit

surface) 與侵蝕面(erosion surface)二種。堆積面是平坦的表面,侵蝕面略向現河床傾斜,和段丘崖的區別,不甚明瞭。

河岸段丘地形,不過是插入侵蝕輪迴途中一時的小地形,但在牠發達的地方,可作近代河蝕營力消長的一種記錄,由於段丘的水平,垂直的分佈與配列,構造的分析研究,可以闡明該地域在近代經驗的種種自然現象,這就是說明現在狀況的關鍵了。

(16) 河岸段丘的分類 河岸段丘可從其成因,分爲切入段丘(cut-terrace) 建設段丘(build terrace) 切入建設段丘或複合段丘(out-build or compound terrace)三種類。又由段丘的構成物質分爲岩石段丘(Felsterrassen, rock terrace) 與砂礫段丘(Schotterterrassen, gravel terrace)二種。前者主由岩石構成,後者則由曾經堆積於谷底砂礫層構成。但在實際上,岩石段丘的表面,也被蓋一層砂礫的薄層,

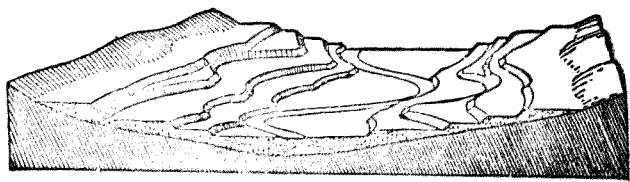


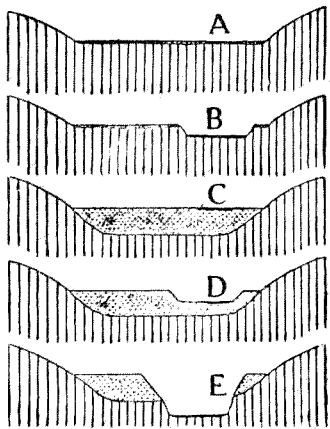
圖 123 河岸段丘的發達

砂礫段丘在段丘崖的下部也露出床岩，以介於兩者之間的居多，故可稱為砂礫岩石段丘。

其次壯年的侵蝕河床專由侵蝕復活，亦可生成段丘地形。這種段丘崖，有的完全由岩石而成，有的被蓋着僅少的砂礫薄層。即依據前面的分類，應與岩石段丘相當。根據其成立的作用，叫做侵蝕段丘 (Abtragungsterrassen)。

在侵蝕復活之先，河床堆積砂礫時，就成為由砂礫段丘，或厚砂礫層被覆的砂礫岩石段丘。這叫做堆積段丘 (Aufschüttungsterrassen)。

即在同一河川也有許多上游為岩石段丘 (侵蝕段丘) 下游為砂礫段丘 (堆積岩丘)，兩種同時分佈着的。從分布範圍，分為全流段 (Durchlaufende-terrassen) 與局部段丘 (Lokal-terrassen)，但也有曖昧不明的部分。依據 (E. Huntington) 的說明，段丘的成因應側重於氣候



- B. 岩石段丘 (侵蝕段丘)
- D. 砂礫段丘 (堆積段丘)
- E. 砂礫、岩石段丘

圖 124 各種段丘

段丘 (climatic terraces) 與構造段丘 (tectonic terraces) 兩種。

(17) 非構造的河岸段丘 與地盤運動無關係的段丘地形，以水量、岩屑量，及因河底組織變化而來的河川運搬力侵蝕力等，為其因子。實際上就自然現象，加以考察，可區分為下列諸種原因。

一、氣候變化 氣溫、降水量、溼度、風向、日

照、雲量等各種氣候要素，或單獨變化或同時
 互相關聯發生週期變化。此中以氣溫及降水
 量的長周期變化，能使河谷侵蝕力和運搬力
 發生變化，使之造成段丘地形。這種影響和豁
 谷的方向無關，遍及於全流域，或使一地方的
 多數河系，同時形成。

現在假定受了某種原因，溫帶地方的氣
 溫低下，高山上生成冰河，則由侵蝕作用，使末

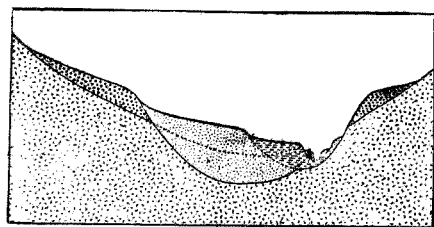
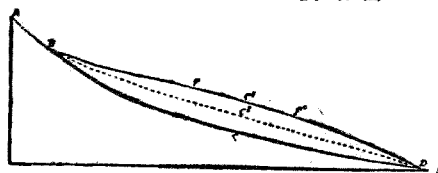


圖 125 氣候段丘橫斷面



ABCD——舊河床 ABC'D'——新河床
 ABC'D——堆積面

圖 126 氣候段丘縱斷面

端流出的河水混濁，成過飽和狀態，在河床內沈積冰河堆積物 (Fluvioglacial deposit)。除直接的冰河影響而外，就是氣溫的低下，也足以使雪線下降，促成森林限界的下降，赤裸的山地，風化甚激，河床中的岩屑陡增，有變為堆積河流的傾向。

其次氣溫的變化，向着反對的方向，回復以前溫和狀態的時候，則因侵蝕物質的減少（由冰河消失所致），與夫地上的被覆（由森林界限上昇所致），使岩屑流出減少，河水也隨着清澄，以前堆積的河床，遂再受侵蝕形成砂礫段丘。倘這冰期與間冰期反覆出現若干次，堆積侵蝕交互作用，則與氣候變化的回數相應，當生成數層的段丘地形。在這時候，在上位的段丘，應由古舊的砂礫構成，漸次移向新河床，砂礫亦愈新。發源於阿爾卑斯山的許多河流，可在其沿岸，發現有四層段丘。其次為降水量的變化，先就溼潤氣候 (humid-climate) 移變到乾燥氣候 (arid-climate) 而論，水量的減少，植物的枯死，與運搬力的減衰相關，使岩屑量增加，成為堆積河川。其反對的變化，則為侵蝕力的復活，應生堆積段丘。且與冰河的情形相同，也會生成數層段丘，上層段丘的構造是古舊的。這種段丘可於北美西部 Arizona 地方，墨西哥地方，中央亞細亞的乾燥地方得見。又在

朝鮮、滿洲地方也有發生這種段丘的可能。例如滿洲各地的黃土山腹，有多數雨壑 (gullies)，也許就是由乾燥氣候變到溼潤氣候的結果。

二、火山噴出物的影響 由火山體噴出的多量火山灰，落在河川地域的時候，則河水在比較短時間內，可把牠流送於下游地方，形成廣闊的火山灰層的氾濫原。又由上游地方火山體流入河中的熔岩泥流等，堆積於河床，或堰塞支流與本流。這些變化是在短時間內發生。當噴火停止後，侵蝕力復活，遂生成新鮮的河岸段丘地形。

三、其他 由河流奪取而生的水量急增，或由河流轉移 (spillover) 而生的水量變化，因有軟層硬層河床露出而生的岩層量變化，以及伴同海蝕作用而來的侵蝕、復活等類原因，都可發生河岸段丘的地形。

(18) 構造段丘 因受地盤運動，河床傾斜發生變化，結果河蝕力、運搬力亦生變化，侵蝕河谷，或由堆積、侵蝕兩作用，形成河岸段丘，這叫做構造段丘。段丘面無論為堆積面或侵蝕面，都可將牠的縱斷面的表面，看作流水梯度 (stream gradient)，所以段丘面與床岩面的傾斜變化，大致可將

地盤的變位表出。應用這個情形，反過來由構造段丘的堆積面、侵蝕面等的水平垂直的分佈與配列，及其組織等各種特徵也可以推知此一地域中地盤運動的方向。

構造段丘，通常與該地域內地質構造一致，且為期愈舊，變位亦愈顯著。若全流域受複雜的地盤運動時，則其分佈、配列，與高度的分佈，隨着河谷方向而有不同，而且富於變化。這一點是與氣候段丘略有差異的。

使河床梯度發生變化的地盤運動，式樣繁多，因而生起的河岸段丘地形也就異常複雜，而且富於變化。祇就增加全流路傾斜，因而由侵蝕復活造成的河岸段丘地形而論，也有下列諸種形式：如上游隆起，而下游靜止，上游隆起而下游沈降，上游靜止，而下游沈降，上游有較大的隆起，而下游有較大的沈降等。這種運動如若間歇發生，則當與發生次數相應，生成侵蝕段丘，越到下游，高度越減少，終於完全收斂（*konvergieren*）。實際上較大河系的流域，多由許多地塊而成，故全部很不容易成為同一樣的隆起與沈降。倘就河流上略長的一段考察起來，可知上述那樣均等傾斜的增減不易實現，很有表示差運動的可能性。又傾斜的增減，倘繼時的生起，那就更加複雜。且變位區域，

有異，當更不難想像有種種不同的情形。

(19) 河岸段丘的分佈與配列 河岸段丘的分佈從平面看起來可分爲二種：其一爲對稱的，存於河谷兩側；又其一爲非對稱的，存在於其一側。這是受了地盤的傾動，支流的影響，河床地質構造的影響，以及由側壁供給岩屑量的差異而成。若是由於地盤的傾動，則接近於隆起軸的一方面的諸河川段丘，可得同樣的發達並能長久保存。

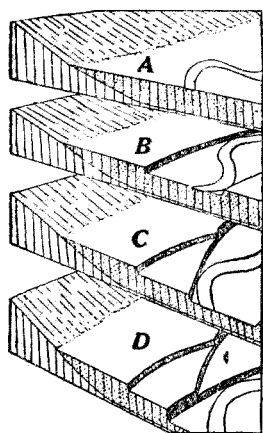


圖 127 段丘配列的順序
Y字的現象

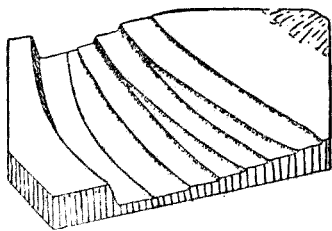


圖 128 河岸段丘的非對
稱的配列

在切開粗鬆砂礫層的侵蝕段丘，河床的一部露出硬層構成的岩床成爲礁岩 (rock ledge) 時，則河川的蛇曲 (swing) 爲岩石所阻，即固着於此部分，砂礫段丘，都集中起來，成爲節狀的發達。此種由岩石制限 (rock control) 的段丘，叫做保護段丘 (protected terrace)。這事實最初係由米勒 (H. Miller) 說明，故稱爲米勒定律 (Miller's law)。河川蛇行受岩石的制限，越到砂礫段丘的下部，則越頻繁，河水有集中舊河床的傾向。此外由支流而生的扇狀地，亦能阻止蛇行，在扇狀地的前端，段丘也有集中的傾向。

(20) 河岸段丘的高度 河岸段丘的高度，兩岸有相等與不相等的二種。倘段丘面爲堆積面，則左右二岸的高度約略相等，且爲同時代的物質所成。倘這堆積面發達成爲階段狀，則越在內側的段丘，越爲新期的堆積物。這段丘的數目，表示堆積與侵蝕復活交互發生的次數，即氣候變化地盤運動的回數。倘由繼續的穿鑿而成的侵蝕段丘，則除最上部段丘面的表面外，左右二岸的階段高度是不同的。在這時候，越在下方的越是古舊的物質。

(21) 遷移點 (Wendepunkt) 壯年山地的河谷縱斷面，在地盤運動激劇的地方，是不容易

期待平衡曲線完全發達的。試考察許多河谷的縱斷面，可以發見瀑布灘險，或深淵等傾斜的不連續點。在這不連續中，從這點起，下游的梯度急速增加時，叫作遷急點；又從這點起，下流的梯度驟緩時，叫做遷緩點。

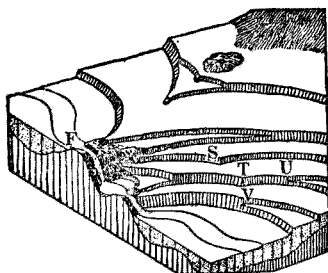


圖 129 由於岩石制限而生的河岸段丘的收斂(Miller 的現象)

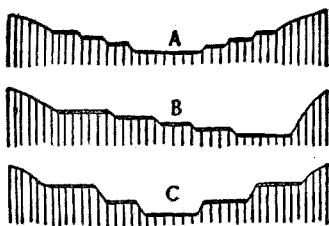


圖 130 河岸段丘橫斷面的各種配列

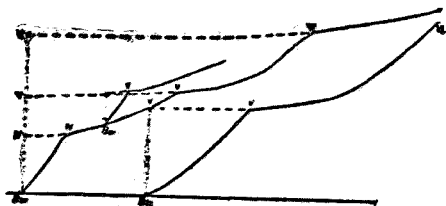


圖 131 從支流的急遷點復歸本流舊河床的方法

遷急點以其點爲界，是因爲上游或下游河蝕力的差異形成的。

現在在 *grade* 狀態的河床，因受地盤的昇降運動，河床可以形成下列各種遷急點。

一、從此點起上游較原來的流路緩慢，下游也緩慢，並且上游緩慢部較下游爲大，結果下游較上游作急傾斜時。

二、自此點起，上下游傾斜均急，而且下游較上游更急時。

三、自此點起，上游傾斜緩慢，下游傾斜急速時。

四、自此點起，上游傾斜略同，但下游傾斜急遽時。

五、自此點起，下游傾斜相同，上游傾斜緩慢時。

六、河口地方隆起時。

(22) 蛇行 (*meander*) 在低平廣大的沖積氾濫平原，或平坦的海岸平野流過的河流，往往

形成 S 形狀的流路。這叫做曲流或蛇行。河谷底愈接近基準面，下刻力愈見減弱，些小障礙，也足使河流方向改變。在直線的河流，流心常在河流的中央，倘流路生了曲折，則流心偏向側壁攻擊，使曲

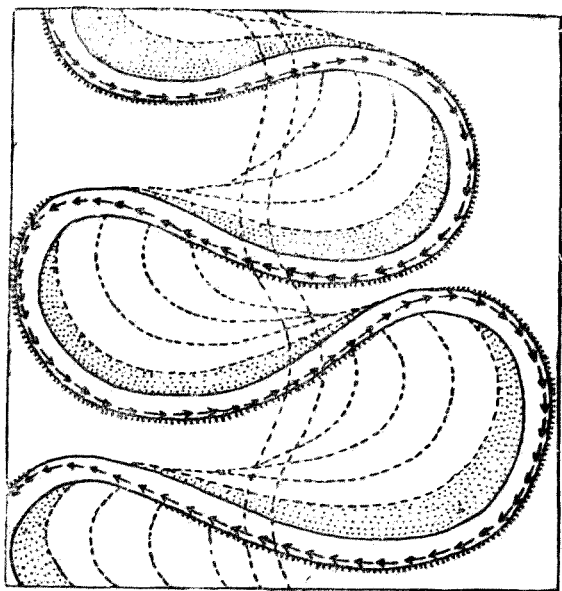


圖 132 自由曲流的發達

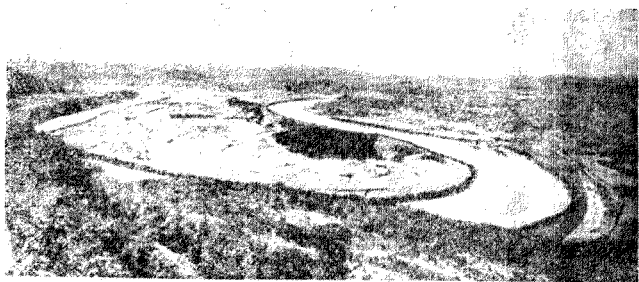


圖 133 自由曲流的一例

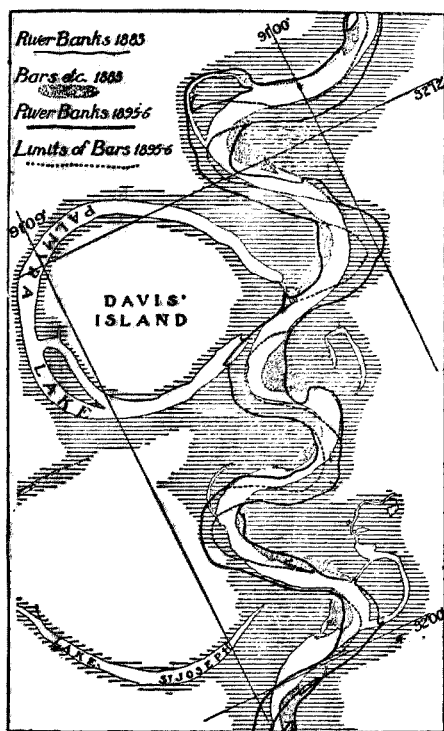


圖 134 密士失必河的自由曲流

細線 一八八三年的河岸

粗線 一八九五至六年的河岸

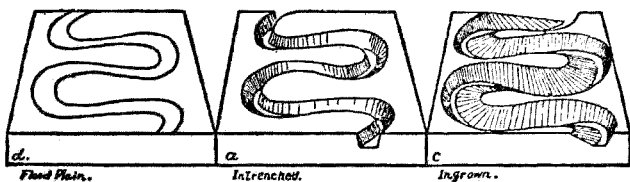
率增大，同時彎曲向着下游地方移動。因此河谷的橫斷面，成爲非對稱的，凹岸的傾斜急峻，凸岸則見緩和。曲率增大後，爲曲流所挾的地域，即袂狀部 (lobe) 的頸 (neck)，漸次狹小，最後竟將隔壁冲斷，使河水不再迂繞，逕從短路流過。

這現象叫做切斷曲流 (cut-off meander)。在新流路中，與原先的頸部相當處有河床梯度的遷急點。在迂回的舊河道中，殘留着蛾眉狀河跡湖，或牛角湖 (oxbow lake or horse shoe shaped lake)，逐漸埋沒成爲溼地 (swamp)。

與曲流袂狀部外側相切的點，相連而成帶狀地域，叫做蛇行帶 (meander belt)。蛇行帶的幅與水量及水速相關，水量大而水速小的河流，蛇行帶愈寬。

密士失必河 (Mississippi) 的下游，自由蛇行河道發達極爲顯著，下有二十個河跡湖。

(23) 穿入曲流 (Incised meander) 這是形成 S 字狀峽谷的曲流，自由曲流穿入原有的位置，叫做掘鑿曲流 (Intrenched meander) 漸次增加曲率而穿入的，叫做生育曲流 (Ingrowing meander)。前者的谷壁，是對稱的，但後者之攻擊斜面 (即凹岸，under-cut slope) 甚爲急峻，凸岸 (即滑走斜面，slip-off slope) 則成階段狀的緩斜面。生育曲流也與自由曲流相同，曲流頸部漸次變成狹窄，磨削山陵，遂成貫通切斷的現象。其袂狀部殘留成爲環流丘陵 (Umlaufberg)，其狀如島。



a. 氾濫原 b. 狹窄曲流 c. 生育曲流

圖 135 穿入曲流的種類

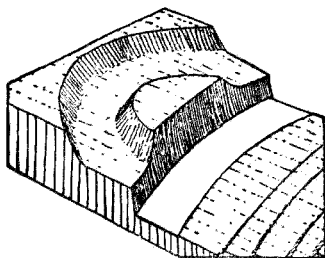
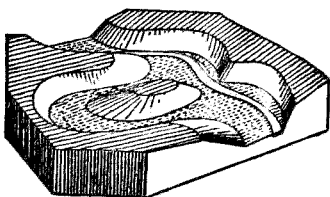
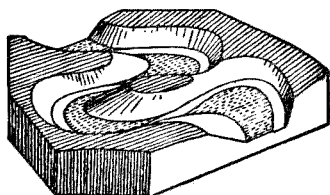


圖 136 環流丘陵

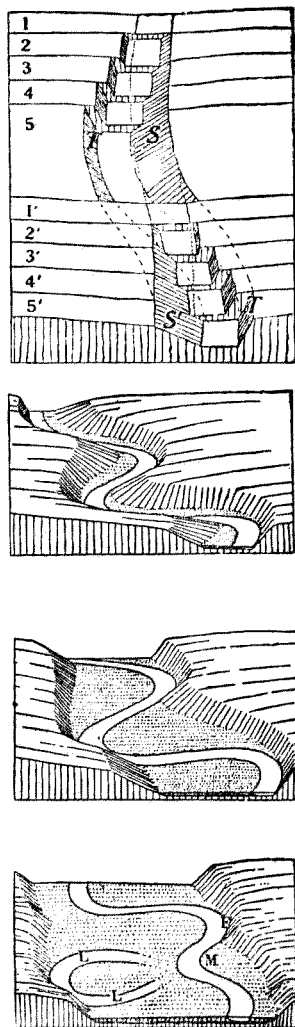


圖 137 穿入曲流的發達

(24) 先行河流 (Antecedent stream) 從高地流落低地的一河流流域中，如生起了地盤

差別的運動，在中游或下游發生極大的隆起，這運動進行極緩且河床的上昇與由侵蝕復活而來的下刻作用的速度，又復相等時，河流就會維持着原來的方向與 *grade* 橫斷高度大的地域，向前流下。這叫做先行河流。這現象往往可在流域大而侵蝕力強的大河流路上得見。隆起部成爲峽谷，運動的式樣，可由峽谷壁上的河段丘（岩石段丘）的復舊，推察出來。又在沈降部分應有堆積作用生出山間盆地，倘發生顯著的沈降，則成爲湖。

在萊茵 (Rhine) 河下游，有橫斷萊茵黏板岩山脈 (slatemountain of Rhine) 而過的先行流路。這部分具有數層丘陵成爲萊茵峽谷，在第三紀以後，有徐徐的隆起運動。又長江造成四川盆地，橫斷楚西山地，形成三峽之險，故其流路，也可以稱爲先行流路。規模最大的先行河流，要推橫斷喜馬拉雅山脈的印度河 (Indus) 與牙魯藏布 (Brahmaputra) 的流路。

(25) 積載河流 (superposed stream) 設有由軟硬兩層造成的部分，在準平原化後，進入新侵蝕輪迴中，遇必從的河流，橫斷而過，則其軟層剝削較甚，高度低落，硬層反而突出成爲山地。河流依然維持本來方向，在硬層的突出部，造成峽谷，橫斷流下。外觀上雖然酷似先行河流，但峽谷的成因，不是隆起運動，乃是受了岩石的影響。同樣的形態，硬質岩層生出多少起伏，其上受新期之軟層被覆後，此地域如再受剝削作用，此新軟層被剝奪低下，隱伏於其下的硬層侵蝕

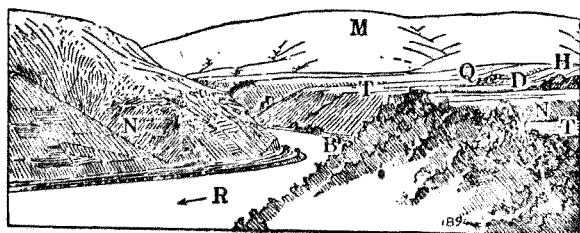
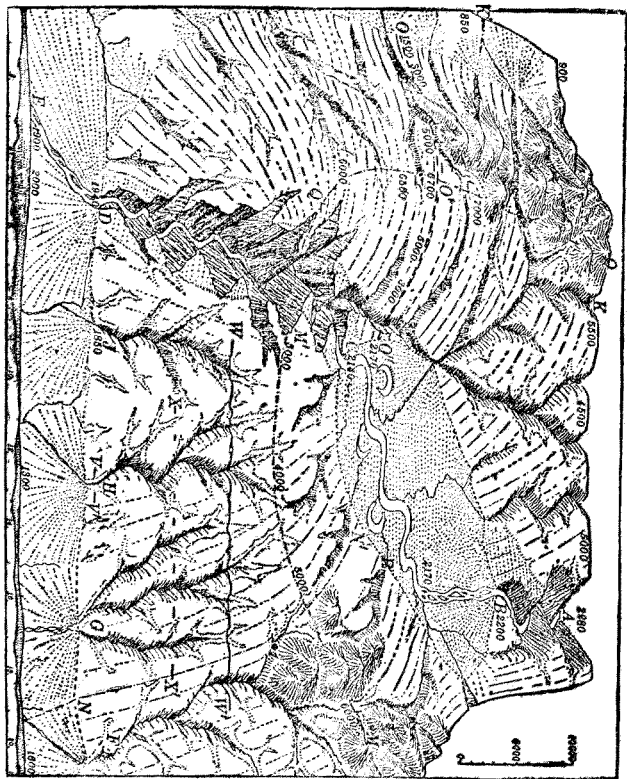


圖 138 先行河流的萊茵河峽谷部與河岸段丘



■ 158 先行河流與山間盆地的發達

1. O, O' 隱山地 2. O, O', M 隱線 3. A, B 峽谷部
 4. C 曲流部 5. D 峽谷部 6. E 扇狀地

面就會再露出於地面上。但在新軟層上生成的河流，有時先行的從硬層橫斷而過。這叫做積載河流。

(26) 河系的適應 分布於流域的岩石軟硬，對於河流發達，實有很大的影響。凡是對於風化河蝕強烈的岩石部分，都是突出着的，軟層則低下而為構從谷 (subsequent valley)。倘軟硬二層，在褶曲地方，則沿着地層的走向形成由走向嶺，走向谷而成縱谷縱嶺。又橫斷流路的硬層將下流軟層發達的 *bride* 破壞後，成為長久的急流，對於上流部分，形成地方的水準面。

在一流域中而有硬軟二地域的時候，軟層地域河系發達很快，流域急速擴張，接近於基準面。硬層上的河流，因受河蝕作用較遲，常被奪取致流域縮小。因此河流在硬層中有選擇最短距離流過的傾向。又原地形有緩急兩斜面時，倘水量組織相等，則分水界移動，分水丘陵的兩斜面，有成爲對稱的傾向。基爾柏 (Gilbert) 氏把這現象叫做等梯度定律 (The law of equal declivities) 因此傾斜的緩急，得以互相平均，使一地域中發達的許多河系間，成立平衡狀態。即是相互之間傾斜相等，河蝕力也沒有顯著的差別，分水嶺安定，流域面積亦略相等。這現象叫做河系適應 (Ad-

應，便告圓滿成熟，尤其在侵蝕輪迴循環的地方，這現象更覺顯然。
 Justment of drainage)。倘地表剝削進展而近於老年期，則河系適

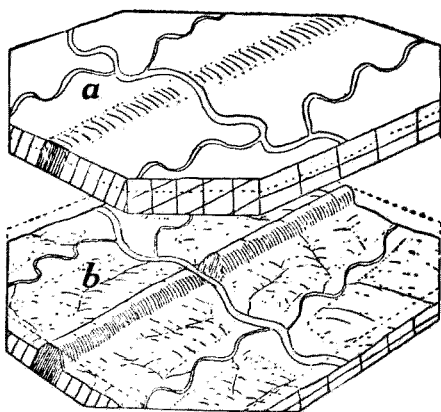


圖 140 積載的河流

a 原形

b 積載河流的發達

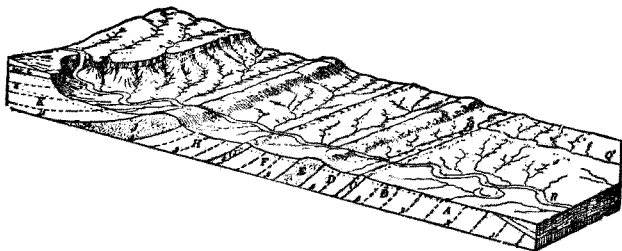


圖 141 適應的流路

第九章 山地地形

河谷地形處所論述的谷壁，同時又該當於山地地形的山腹。山腹斜面與谷壁並沒有確然的區別。地面的形態可分為凸凹二部，但山地地形則以凸出部為主題，而論述其垂直，水平的分佈以及斜面形態。為便宜計把臺地地形包括在內。

(1) 臺地 (Plateau) 由水平或近於水平的緩斜堆積層而成，在地形不明瞭的地域中，其構成物質的出源地現為平坦地表的，叫做臺地。多由中生代及其以前的地層構成，從這種古舊的地質時代，就一直保持住水平位置，可知這種地域地盤運動是非常緩慢了。

臺地的構成層，常常可以發見自古生代至中生代和新生代的堆積層，內中有僅少傾斜的許多不整合面。這即是表示這裏造陸的隆起，準平原化，海蝕作用等，常常循環着。臺地堆積層有時達到數千呎，由各種硬軟累層而成。

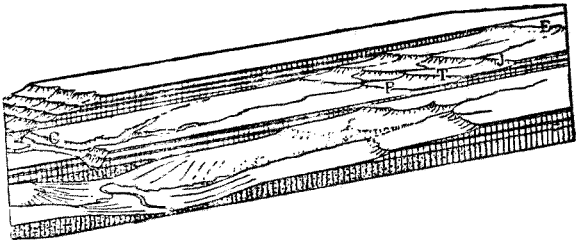


圖 142 臺地與其開析地形

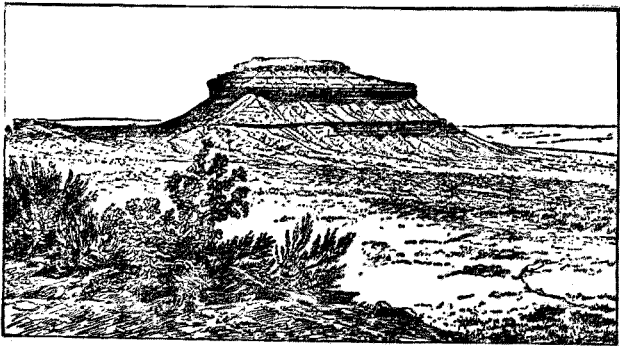


圖 143 由二疊期層構成的必特 (butte)
(美國哥羅那多地方)

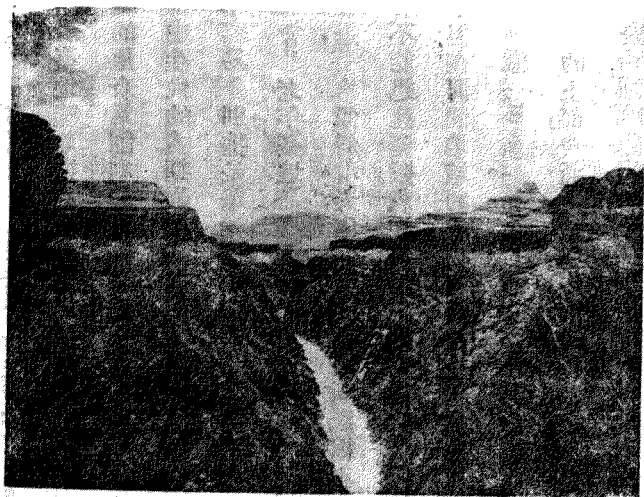


圖 144 Mesa (卓地) butte, 階段地形與峽谷
(美國哥羅拉多地方)

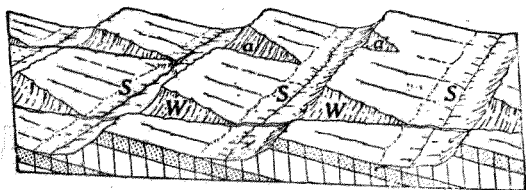


圖 145 Cuesta 地形

- S 溝從河川
- W 水隙
- A 風隙

(2) 開析臺地 (issected plateau) 倘臺地面為堆積面，則隨着臺地隆起，依必從的方向，河谷發達而開始經營開析作用。倘臺地的原表為削剖面，則許多水系就在這小起伏面上形成自由曲流。由中生代的古期岩層構成的臺地，多為削剖面。但由新期構成的，則不容易分別牠是單輪迴地形或是多輪迴地形。

(3) 老年臺地 臺地面被本支河流所開析，以致谷壁上部次第後退，平均傾斜增大，因而河間地域漸漸縮小。各段階的距離延長，岩屑不能迅速運搬，就在斜面上成爲崖錐，階段地形也就漸漸不明瞭了。但在河間地域的中央有時被後退的急崖圍繞，殘留卓狀的山地。這叫做 "mesa"。mesa 漸次縮小其面積，成爲 butte mesa 與 butte 的上部，普通由造崖層而成，牠的表面並不一定是原地表面，有時是由剝露出的下部硬層而成。倘原表面破壞低下，mesa 與 butte 都消失了，則臺地就化

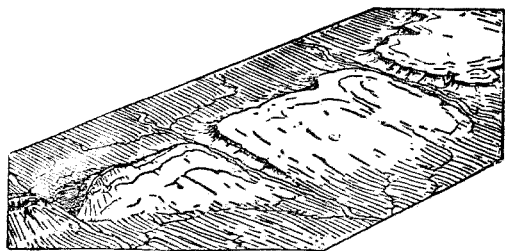


圖 146 Hogback. Cuesta 臺地

爲被土壤被蓋的波浪狀丘陵地。這叫做準平原。這個表面因爲發達於水平層上，往往被誤認作堆積面。

在大陸各地，都可看見開析臺地，尤其在哥羅拉多 (Colorado) 地方，可以當作一種標準形式。此外，在北美洲，還有康伯蘭高原 (Cumberland plateau)、亥蘭令高原 (Highland Rim plateau) 等。

(4) Cuesta Hogback 硬軟的累層，成爲僅少的傾斜，在地表露出爲縞狀，發生剝削作用，則水系的一部分，適應地質構造，在軟層部分，形成構從谷而爲并行的配列，同時硬層的部分，突出形成構從的山稜 (subsequent ridge)。這山稜互相平行，其橫斷面爲非對稱的，各列都於同一方向向急斜面成爲等傾山稜 (homoclinal ridge)。這種地形叫做 cuesta，這是西班牙語「山丘」的意義，法語的 cote，德語的 Schichtstufengebirge，都是指示這種。

硬層一端的突起部叫做「cuesta ridge」，牠片面的急斜面叫做層崖 (escarpment) 或內面崖 (inface cliff)。軟層露出於其下部，由風化而成的崖錐，被蓋在牠上面。其他 cuesta 稜的

緩斜面，叫做背面 (*back slope*)。與硬層的傾斜面 (*dip slope*) 一致，其下部漸移於次列的 *culsta* 稜的低地 (*low land*) 間。這低地又叫做溝地 (*vale*)，構成河流即由這部分流下，*culsta* 的高度與幅廣，是與硬層的厚度和地層傾斜相關的。

倘硬層間隔窄狹，互相密集，則成為密接 *culsta* (*closest culsta*)，倘厚度增加，則為疎隔 *culsta* (*open spaced culsta*)。又由地層厚度的變化與侵蝕的關係，一列 *culsta* 稜，有時相合成為重覆 *culsta* (*overlapping culsta*)。

culsta 稜的非對稱性，由地層傾斜的變化而定。倘為極緩慢的傾斜，則恰像開析臺地的階段地形，稜線呈現顯著的屈曲。這種地形大規模發達的時候，稱為地段 (*land snife*) 或地階 (*land terrace*)。反之，次第成為急梯度，與層崖形成相同的傾斜，則形成對稱的山稜。

又倘地層的傾斜近於垂直，則硬層突出於山稜的中心，兩側便成為崖錐斜面的豚背狀山地，即 *hogback* 的地形了，與背骨相當之硬層，因兩側合壁侵蝕有差，呈現凸凹的稜線 (*crest-line*)。不用說地層走向的變化，當然可使 *culsta* 稜的方向發生變化 (圖一四八)。

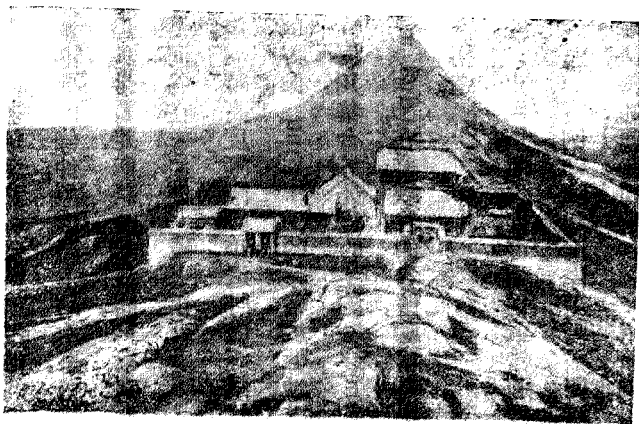


圖 147 Hogback (遼寧省三塊石)

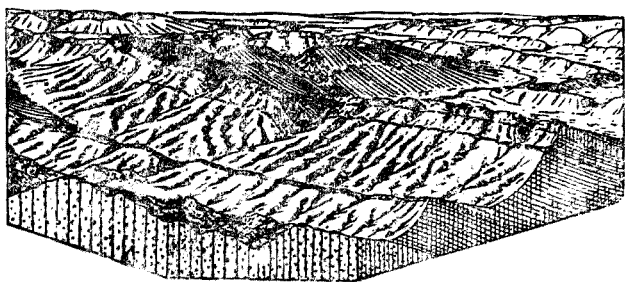


圖 148 方向的變化與 *cueta* 稜的屈曲

cuesta 的發達，對於軟硬兩層侵蝕的抵抗力差別越大，則越明顯，並且侵蝕必須 subsequent，發生尤為必要的條件。原形面上的水系，隨着剝削進行適應構造的結果，較大的河流雖能保持先行流路，但與地質走向斜交的流路，則漸次如鋸齒似的彎曲（圖一四九）。小支流並列於軟層，常起爭奪，舊河谷在 *cuesta* 稜上作成風隙（*Air gap* 或 *wind gap*）。硬層隨着下部軟層的剝削，一律後退，同時高度漸漸減少，這叫做等傾斜移動（*homochinal shifting*）。後退遲後的 *cuesta* 稜的一部，好像 *butte* 似的，殘留於低地成爲證跡丘稜。這種構從河川，集合於先行的主流，橫穿 *cuesta* 稜成爲水隙（*water gap*）。在這峽谷的谷壁，應當露出緩斜的硬軟層的內部構造。

關於 *cuesta* 的成因，可分爲單輪迴性與重輪迴性二種，單輪迴的實例，即隆起海岸平野被開析時，或由於一地域地層傾斜的運動，引起侵蝕作用而成。對於侵蝕具有

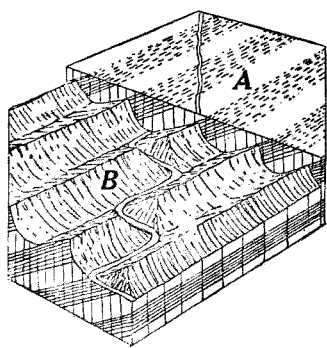


圖 149 *cuesta* 的發達與水路的風曲

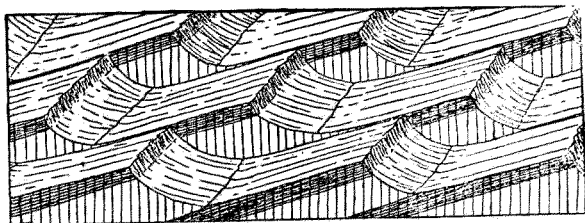


圖 150 構從谷的等傾斜運動

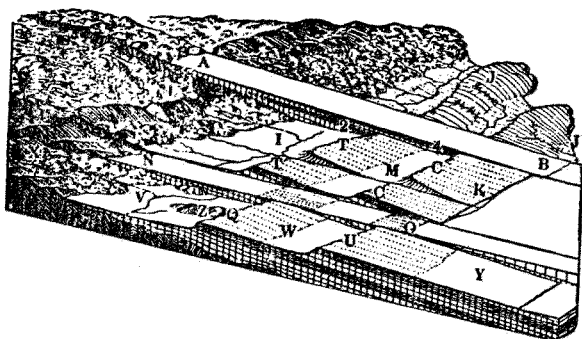


圖 151 海岸平野的開析

AB 海岸平野

IK cuesta

NO 準平原

VY 重輪迴 cuesta

不同抵抗的累層所構成的海岸平野，倘受剝削，便隨着地層的軟硬形成向內陸的 *cuesta*。倘造岩層不十分顯明，則硬層成爲丘陵地，軟層成爲低地，即成爲帶狀海岸平地 (*belted coastal plain*)。從北美大西洋岸至墨西哥灣岸的廣闊海岸平野即屬之。

重輪迴形的實例，即地層緩斜之後，如受準平原化，則由硬軟層斷面，交錯配成的原地表面，再受剝削作用。因而地層傾斜的方向，與現在海的分佈，是不相關的。但有緩斜層基盤的舊期岩塊露出，所以有時在外觀上，酷似舊地與海岸平野的關係。所謂古海岸平野 (*ancient coastal plain*) 便是指這種 *cuesta* 而言，普通凡經過上述的地形發達順序的，達維士均稱之爲“*Moran*”。

著名的 *cuesta* 的實例爲巴黎盆地，倫敦盆地及耐亞嘎拉 *cuesta* 等。

(5) 幼年山形 茲爲說明山形的進化，選定由堆積面或侵蝕面所成的平地作爲原形，假定其隆起並顯示一定的高度。這原形面爲一種臺地狀的高原。本來這廣範圍的隆起，各部分是不容易一致的，故原形表面上的水系，略爲變形，少數保持先行性的流路，生出了新興的必從河，支流則自無從谷穿過，破壞原形，致使河間地域漸次刻成山形。谷壁部順應侵蝕復活的程度而顯示急傾

斜，如爲堆積面則露出水
 平層，如爲侵蝕面，則露出
 複雜的內部構造。

河間倘留有廣闊的
 原形面，則設想由河蝕而
 失去的物質，使牠復舊
 (restoration) 補充成爲
 完全的原面，把牠表現在
 等高線圖上，就是原面曲
 線 (eohypsen) 原面曲
 線普通不是平坦面，而爲
 不甚規則的橢圓狀穹窿

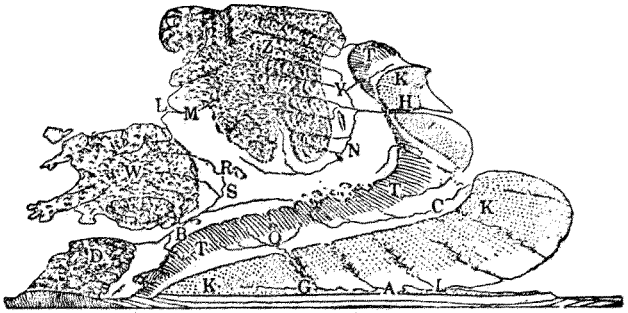


圖 152 英國南部倫敦附近的 *cuesta*

- D. 塔爾特莫亞
- W. 威爾斯
- Z. 別立欠
- T.T. 可特斯烏爾特丘陵
- K.K. 其爾頓丘陵
- L. 倫敦
- G.L. 泰姆士河
- O. 奧古斯霍特
- C. 劍橋
- M. 曼差斯特

(elongated dome)。

假定原形面是完全平坦的堆積面，則原面曲線的變化，即可表示由示差隆起而成的地表變



圖 153 幼年山形

形，其高度表示隆起量。故這曲線也叫做〔等曲隆曲線 (iso-warping line)〕這裏應注重的，就是

隆起準平原。河水要能流在準平原上，其中央應略有高度，這是可以想像到的。又如後述，準平原有時在水準不同的地域連續發達，故由等曲隆曲線而成的高度，不過是表示地表變位的近似值而已。又在準平原面上，常常存在着殘丘，若能照樣隆起，就會成爲更高一段的山地，在原形面上聳立起來了。在中部歐洲，也有很多幼

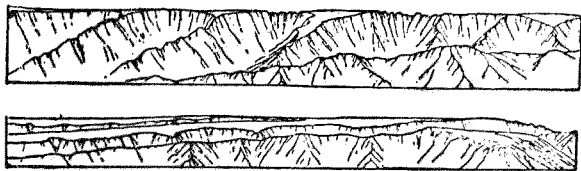


圖 154 平頂山嶺(中央亞細亞的天山地方)



圖 155 曲隆準平原的開析

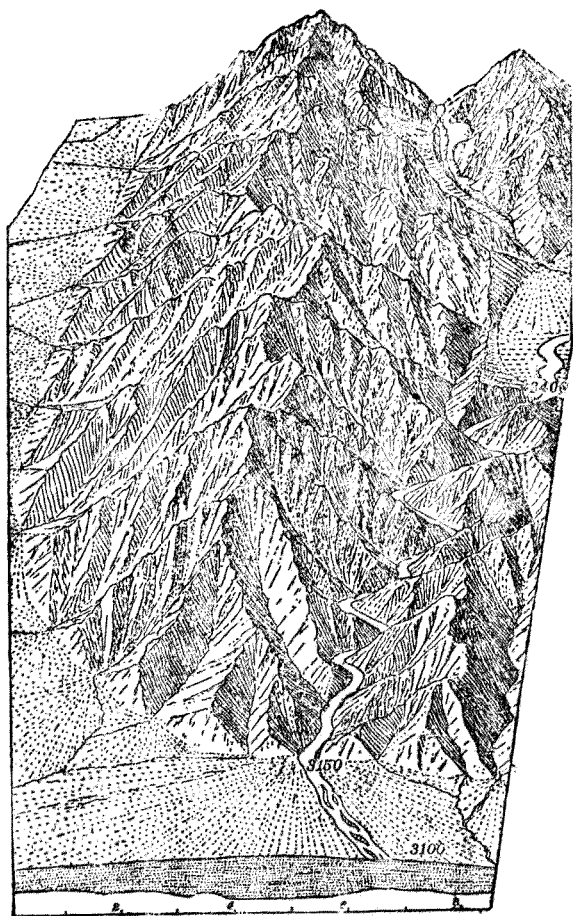
年山形，法國的中央高原不里他尼(Briannry)半島，萊茵山地波希美亞(Bohemia)山地等屬之。

(6) 早壯年山形 在一地域內，隨着河谷的發達，河間的原表面地域縮小到河谷總面積與殘餘原形面的總面積相等的時候，這可假定爲早壯年山地的初期。隨着河蝕作用的進行，原地表成爲斷片的，形成同一高度的平頂山嶺(Flat topped crest)，分水界就可得到一部分的決定。平頂面倘是準平原的殘片的時候，這叫做遺物準平原(peneplain remnant)或頂部準平原。這種地形的繼續，乃是短時間的，後來原形面完全消失即變爲高度約略相等的尖頂嶺。

遺物準平原，在高度小的地方，比較的延長而且分佈頗廣，但研究報告卻甚稀少，反而在高山頂上，這種平坦面的殘存，易於惹起人們的注目。故多有報告的實例。

在中央亞洲探險過的達維士氏在天山地方發見有叫做Syrd的廣大平頂山峯，對於此地地形輪迴的解釋，由之革新。

(7) 壯年山形 現輪迴的河蝕遍及地表，原表面完全改變時，叫壯年山形，山稜與山腳的山嶺線，成於谷壁側面的交線上，山腹通常是急傾斜，山稜成爲尖銳的鋸齒狀，山腹斜面直連谷底，岩



層的匍行侵蝕運搬，都很活動。主谷（main valley）與主分水界略為平行，表示主分水界的山嶺

圖 156 壯年山形

線 (crest line) 屈折成爲鋸齒狀。倘集合三個以上的湖澤，則成峯 (peak) 連絡峯與峯的山嶺，叫做山稜，山背 (ridge) 倘二澤相對，則山稜低下成爲鞍部 (saddle) 常被利用爲水關口 (pass)。從山嶺線分出許多山腳山嘴 (spur)，其先端又分爲小山腳 (spurlet)。這叫做分裂山腳 (splitting spur)。這些都各成爲小澤的副分水界 (sub-divide)。小澤的頭部，歧分爲山頂，山稜，鞍部的斜面，在其下部則成集中山腳 (converging spur)。

在高山山稜頂部有時發生着溝狀的窪地，形成二列的山稜。這叫做二重山稜。在其發達的途中，形成數列小山稜列，成爲列狀山稜，又呈現階段狀而成階段山稜，這種小地形，都是由於風雨影響所致。

氣候對於山形的影響，也是許多人注意的事實。東亞的季風帶，因爲冬期的乾燥與寒冷，有害植物的生育，夏季的急雨，又使土壤流出，因而山骨裸出而生岩峯。山東省的龍山，卽爲其一適例。再者土壤的流出，有的原因是由於人類濫伐森林。在熱帶多雨地方，一般河水流流量很大，故豁谷分佈密度細微。高溫多雨，可以促進岩石的化學風化，因而殘滓土壤，往往達數公尺之厚。密林的發達，可

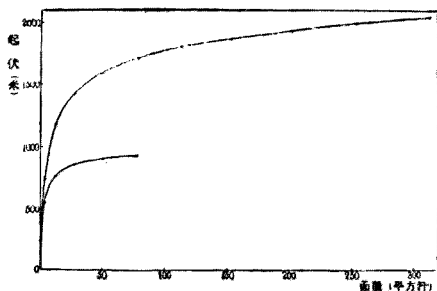
以防止土壤的流出，被運搬的岩屑，都是些細粒。這些事實，祇是僅僅促進河谷的下刻侵蝕，地表細且深的彫刻的結果，山腹則呈非常的急傾斜，山稜尖銳，山頂部突出為鋸齒狀。從而山地內的比高，幾乎近於絕對高度。因為流出山麓地方的岩屑，都是細粒，故形成三角洲狀的極低平的緩傾斜堆積面。

(8) 起伏 (relief) 地表凸凹的比例程度叫做起伏。普通一定面積內最高點與最低點之差，即以比高 (relative height) 計算的叫做起伏量 (relief energie)。測量這起伏量，普通把地形圖分為方眼，採取各方眼中的比高，但學者間卻因人而異，訂定的方眼面積並不一致，各方眼中的最高最低二點間的距離，又不易相等，故各以不同的尺度測定之。



圖 157 山東省龍山山頂的岩峯

起伏是支配山形的一個重要要素，起伏量的大小，與山的性質密切相關。起伏量與山腹傾斜對於地形分類或地形區分都有很大的意義，這是很明顯的。據此可以試行山形的分類。即依大起



上. 飛驒山地 下. 美濃越前山地

圖 158 起伏量與面積的相關曲線

上 飛驒山地

下 美濃越前山地

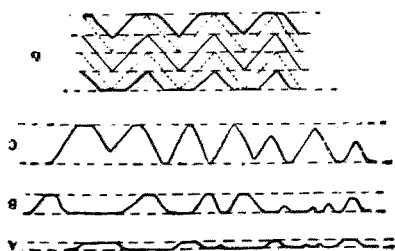


圖 159 可能起伏

- A. 可能起伏六〇英尺以下
- B. 可能起伏八〇至一五〇英尺
- C. 可能起伏略與臨界起伏相等
二〇〇英尺至三〇〇英尺
- D. 可能起伏比臨界起伏大

伏 (strong relief) 中起伏 (moderate relief) 小起伏 (low relief) 分爲高山形 (Hochge-

birgsform) 中山形 (Mittelgebirgsform) 開析河成面 Platte。在距海岸不遠的地方，從絕對高度來區分山地，不致會有什麼大障礙。據此，凡二、〇〇〇公尺以上的山地，叫做高連山地 (Hochgebirgsland)，一、〇〇〇公尺內外的，叫做中連山地 (Mittelgebirgsland)，五〇〇公尺內外的，叫做丘陵地 (Hügelland)。

河間的平坦原地面與形成於谷底的平坦面的比高，叫做可能起伏 (available relief)。依據北美東部各地的調查，可能起伏在一五〇英尺內外的時候，當河間平坦面消失前，谷底形成廣闊平野面，一五〇至三〇〇英尺的時候，當谷底面發達之際，則河間平坦面消失，或僅殘存少許。在三〇〇英尺以上的時候，則原地面在谷底面發達以前就消失了。河間平坦面消失，同時有好像谷底面形成的起伏，這叫做臨界起伏 (critical relief)，其程度為二〇〇至三〇〇英尺。但此數目，在氣候地質及地盤運動性質不同的地方，當然是會顯示變化的。

(6) 傾斜 (declivity) 與起伏同為山形要素的，便是山腹的傾斜。在壯年山地，倘豁谷分佈距離一定，則山地的起伏量與傾斜互為比例，大起伏山地呈急傾斜，小起伏山地則現緩傾斜。高山

就顯示急峻山的關係了。但傾斜量 (Neigungsenergie) 並非一定，乃是起伏量的函數。這因為谿谷密度，岩石性質及山地開析的程度不同的緣故。

最大的傾斜是與岩石的構造，對於風化作用的性質及其地域的氣候狀況有密接關係的。倘對於風化作用強的砂岩礫岩介在頁岩間的時候，雖是小起伏山地，往往會突出而顯示急斜面，這是常常目擊的現象，火石集塊岩，流紋岩，或有垂直節理面的砂岩、白雲岩、溶岩等，形成近於直立的山腹，在熱帶多雨地方，山腹被覆着植物。僅由河床侵蝕的結果，地方起伏，幾與絕對高度相等，山腹顯示急傾斜，這種情形已在前面敘過了。

然而通常起伏量與傾斜量，是有着非常密切的關係的。依據起伏量，可作山形的分類區別，同時依據傾斜的大小，也可做山形的分類。這就是顯示構成岩石最大安定角度，分沒有被覆岩層的岩峯，為切截山形 (Schneidenberg)，被覆有岩層的，為山稜山形 (Kammberg)，緩傾斜的山地，為山背山形 (Rückenberg)。

山谷的密度 (Valley density) 山地開析的粗密，彫刻的巨細，由發達的山谷分佈狀況而

定。其粗密與山地起伏相結合，決定山腹的傾斜，成爲支配山形的一個重要要素。山谷分佈的粗細，叫做山谷密度 (*taldichte*)，稠密的山形，叫做稠密肢節 (*fine texture*)，粗的叫粗肢節 (*coarse texture*)。山谷密度的粗密，以存在於單位面積內的山谷的全長計算或屬適當，但關於適當的單位面積的研究，現在還不充分。決定山谷密度的因子很多，原形面傾斜的緩急，起伏的大小，與流於地表的水量相關，降水量及其分佈，地表岩石的透水程度，地下水面的位置，侵蝕時期，都與流出表面的水量相關。

(11) 山頂的定高性 (*accordance of summit level*) 試看某地方山地的高度分佈，可以發現許多山頂的高度都相等。即各山頂好像是分佈在一個單調的面似的，這現象便是山頂的定高性。普通山地的主要山峯，在山脈內部最高，沿着構造軸方向延長爲扁平穹窿狀，又由於山脈主軸相交的波狀起伏而成複雜性質，這是一般普通的現象。這種定高性從來可見於阿爾卑斯 (Alps)，高加索 (Caucasus) 的一部，比里牛 (Pyrene)，北美洲的 Sierra, Nevada，阿拉斯加 (Alaska) 諸山脈，及加拿大 (Canada) 的塞爾基爾克山脈，卡斯喀特山脈。彼此相鄰接的山頂的高度略等

的時候，究竟在什麼程度是相等，實是一個極主觀的問題，在大山脈，即使有數百公尺之差，倘遠望起來，也成爲同一的高度。所以算出定高性的程度，乃是論述定高性的第一步。因此，把地形圖分爲幾個方眼，一方眼中的最高點與相鄰接的四方眼最高點的差的平均值，即爲那方眼的定高度，以其值的總平均當作那地域的定高度，其次求得許多方眼的定高度與總平均定高度的偏差的平均，即以『總平均定高度士平均偏差』的形式來表示其處的定高性的特性。

關於山頂定高度的原因，已由許多學者討論了。茲摘述幾種主要的學說於下：

一、準平原說 從曲隆準面原面開析到現在的山形，因而山頂的一部，明瞭地殘留着遺物準平原，現在知道許多大山脈是有二個輪迴性，所以對於山地定高性，應用隆起準平原說來說明理由非常充足。

二、地殼平衡作用的調節 隨着造山帶的隆起，各山塊的重力，受了地殼平衡調節，結果山塊各部成爲適於全地域平靜的平衡高度，從山地形成的初期，就有了概略的定高性，但在近距離的山峯間，是否有這平衡作用，則屬一疑問。

三、皺曲期差別的侵蝕 山地高度增加，同時也增加斜面的傾斜，加以岩石崩潰原因的氣溫變化，故風化剝削作用，愈高愈甚，因此在同一速度隆起的時候，高山峯較低山峯成長率爲小。這種差別的侵蝕，可使山頂定高性發達。

此外顯露於地內部的核心體的表面，比較平滑而呈穹窿狀的事實，有下列幾種法則：即山頂部局部冰蝕的影響，森林的影響，山谷的分佈，谷壁的等傾斜等。

(12) 切峯面(*gipfelflur*) 切開許多山頂的假想面，叫做切峯面。這是在某種條件下，所選出的高度分佈的概略，與山地定高性的說明相同，切峯面的一般意義，就是表示近似的地盤運動量的總和與由剝削而成的山頂低下量的代數和。所謂由等拗歪曲線(*iso-warping line*)，原水平曲線(*eo-hypsen*)，所表示的面，可說是在隆起準平原開析時，由剝削而生的山頂低下量，等於零的特別時候的切峯面。

(13) 從順山形(*subdued topography*) 壯年期的尖銳山稜，因起伏減少，同時傾斜也減少了。及至顯現緩斜面，岩層就不能像以前那樣易於移動，而殘存於山側，這種地形，叫做順從山形。

順從山形首先沿小起伏的地域，如沿着山麓丘陵地 (foothill) 形成，徐徐地達到山脈的頂部。



圖 160 從順山形

(14) 準平原 (peneplain) 順從山地的山背，由削剝而漸次減少起伏。河流曲流於寬闊的谷底，更由側方平坦化作用 (lateral planation) 平坦面擴張起來，橫互於河床的硬層，完全受了侵蝕，故河床梯度變成極平滑。石灰岩等類容易溶解的岩石也被溶蝕，使地面化爲低平的小起伏面，緩慢地傾向海方成低矮的平坦面，這種地形，叫做準平原。準平原原來是有複雜構造的陸地橫斷面，地表上有着厚的殘留土壤，內中含有難於腐蝕的石英質圓礫。從順從山形到準平原的變化過程中，應有種種中間地形。L. Reinecke 氏區分老年期的剝削面爲準平原 (peneplain) 與低平丘陵 (beveled hill) 二種，前者限於平均地方傾斜二% (一% 即對於一〇〇公尺



圖 161 胴體山地 Rumpfgebirge 的哈爾茲山 (Harz)

高度相差一公尺以下的表面，後者爲三至六%的表面。日本辻村氏，稱四平方公里，有一〇〇公尺以下的起伏的地表爲準平原。準平原原有相當的廣袤，其地表上的水流因爲向下流注之故，其

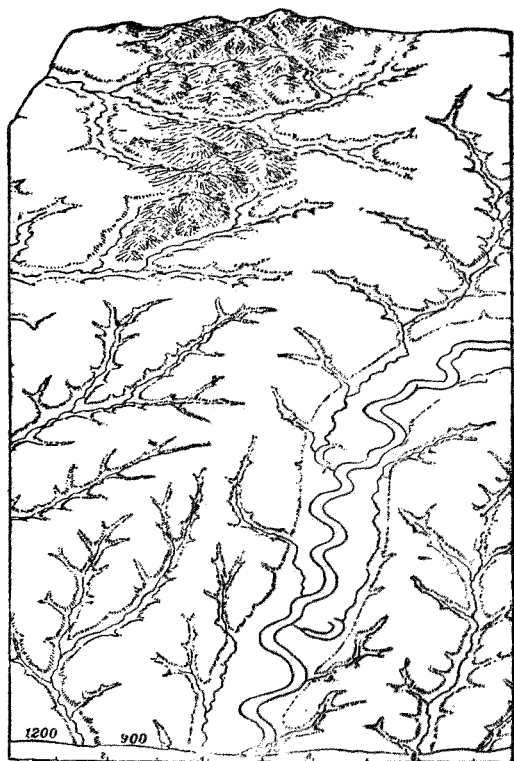


圖 162 老年期山形

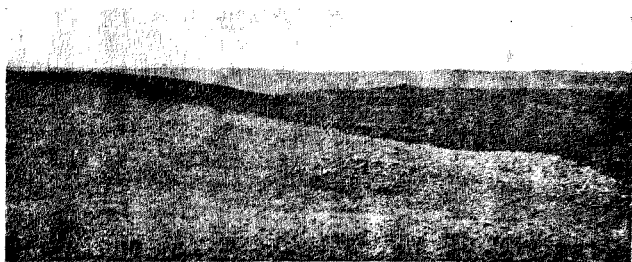


圖 163 蒙古 的 準 平 原 面 (Kaklar district)

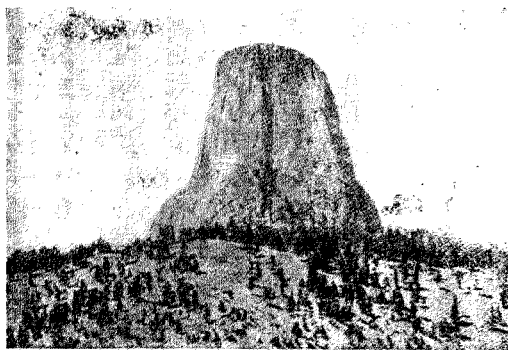


圖 164 由火山岩而成的某種 Menadnock
(Mette) tepee, Wyoming)

內部的地域，即達相當的高度也不要緊。

準平原發達的位置，本來因以海面為基準面故應存在於低位置。原位置或相近的所謂低位置準平原 (low lying plain) 的記載在世界中是意外地稀少的。陸面上堆積面或壯年期山地，占其大部分的面積。但世界大山脈的高處，近年各地發現變位準平原面，隆起準平原的實例，就意外地增多了。這事實正說明現代是地盤運動強盛的時代或繼此的平穩時代。

依據最近的報告，低位置準平原的實例：有朝鮮平壤附近的浪樂準平原，遼東半島先端的遼東準平原，馬來半島先端的馬來準平原，西部西伯利亞地方，乞爾吉斯地方的準平原等。遼東準平原成於片麻岩、花崗岩等古期岩類，尤以黃海方面發達為甚，以貔子窩為中心，隨着半島的方向幅員約二〇公里的地

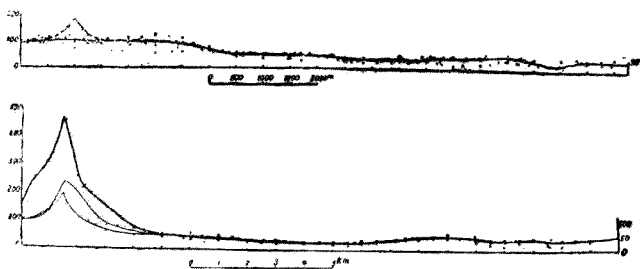


圖 165 遼東準平原與 Monadnock 投射斷面圖

表作二〇〇公尺以下的波浪狀平原。

(15) 殘丘 (restberg) 在準平原面上，有時發現有剝削殘餘的突出的丘陵羣。這叫做殘丘。這大多由對於剝削有強大抵抗力的岩石所成，其高度超準平原面約數百公尺。殘丘的山麓與波浪的準平原面的境界很不明瞭，而且出入繁多，這點可與隆起的島嶼及波蝕面相區別。達維士 (Davis) 氏以為 New Hamp Shire 的 Mt. Monadnock 可以當作這地形的標準，因此就提議稱這種地形為 monadnock。又殘丘中，連續成爲山脈狀的，也採用北美洲 Unaka Mountains 的地名叫做 unaka。凡是同樣的形態，不拘組織如何，常常着準平原的中央部，成於本來的分水界的位置。這便叫做遠隔殘丘 (fernling) 或 nozare，與由堅硬岩石構成的殘丘 (harting) 時有區別。

在遼東準平原上，可看見單調的波浪狀丘陵上，突然聳峙着許多 monadnocks 和 unaka。其中有大和尚山（六六三公尺）、小黑山（四六八公尺）、鐵山（四五六公尺），多屬於前寒武紀的砂岩。

(16) 剝離準平原(stripped peneplain) 剝離化石平原(stripped fossil plain) 經過各種營力和時期(stage), 被剝脫的侵蝕面, 一旦埋沒於地表下後來再度隆起, 被覆蓋層(covering strata) 被剝脫了, 則舊期的侵蝕面露出於地表。這叫做化石侵蝕面(fossil erosion surface)。倘被覆層是軟弱的地層, 下盤(undermass) 是堅硬的岩石時, 則化石侵蝕面更爲發達。下盤的侵蝕面, 倘屬準平原的, 便叫做剝離準平原, 所謂隆起準平原中, 有這種來歷的, 也許不在少數。剝離準平原的地塊表現着適當角度的傾斜, 那是顯示在乾燥氣候下的廣大的發達。例如現在有個被覆軟層的準平原, 倘在傾斜中隆起了, 則必從河川和無從的分歧的支流, 就剝脫軟層, 在中流部達到堅固的下盤, 漸次使傾斜的化石準平原面露出。但下流部的河蝕, 不達下盤, 因此表層就能長久保存了。

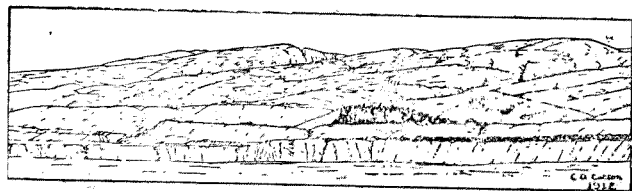


圖 166 剝離準平原面圖

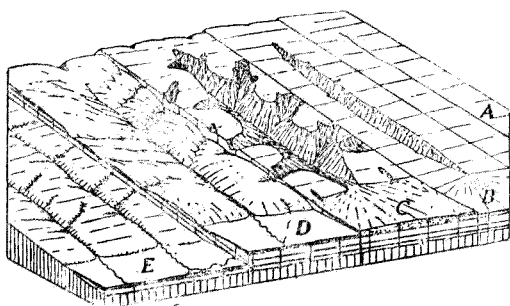


圖 167 剝離準平原的發達

- A 新層堆積面
- B.C.D 新層侵蝕地形
- E 剝離準平原面



圖 168 剝離準平原面上的殘趾岩塊



圖 169 傾斜侵蝕的剝離準平原

在此侵蝕的過程中，河間地域常殘留由被覆層而成的 mesa, butte 的遺蹟，剝離準平原上而且散亂着軟層的岩塊。由這被覆層的時代，可以推知準平原形成的時代，而在露出的剝離化石

平原上，又往往可以發現突起的再生殘丘 (reexposed monadnock)。剝離準平原多呈傾動的隆起準平原的狀態。若被覆層完全被除去時，則二者識別就困難了。開析這種準平原面的河流，含有積載河流的性質。

(17) 交叉準平原 (intersected peneplain) 埋在地下的一部分舊準平原，倘被新期被覆層上的新準平原面截斷了，則二個準平原面常會相互交叉發達起來。這叫做交叉準平原。交叉角度較大時，則舊準平原的切口成直線狀，為小角度時，則藉複雜的境界以相交，以致漸次具有剝離準平原的性質。

所謂楯狀地 (shield) 的地形就是褶曲的始生代，原生代的古期岩層地域，受了侵蝕化為準平原後，一旦沈降下去，其後上面堆積的被覆層，又由隆起作用而被剝脫為一種廣露的剝離準平原面。楯狀地所經過的輪迴，倘包含種種地質時代，則多有交叉準平原面發達的可能性。在楯狀地與被覆地上面的新期層的層界上，有時可使顯著的層階地形發達起來。在斯堪的那維亞楯狀地 (Scandi-



圖 170 剝離準平原上的 mesa

navia shield)的東北部俄國高原 (Russian plateau) 的臺地層的邊緣上顯現着大規模層階地形。這叫做 *glint*。

(18) 原初準平原 (Primärrumpfebene) 地盤運動量與侵蝕作用量之間，包含着時間上複雜的組織，普通認為地盤徐徐昇降同時加上侵蝕作用而剝削地表。

地盤運動量與侵蝕作用量之間可分爲下列三種情形：

(1) 地盤運動量較侵蝕作用量爲大，(2) 二者相等，(3) 地盤運動量較侵蝕作用量爲小。地盤運動量較大時則地盤徐徐增加高度，就能生出時間上變化的地表形態，較小時，則地表常常剝削成爲基準面，結果便如達維士氏所說的不經過地形輪迴而展開爲準平原地形。爲區別所謂達維士氏的準平原起見，這地貌叫做原初準平原或初生準平原，與經過幼壯老的地形輪迴的終末準平原 (Endrumpfebene) 相區別。

(19) 山腹傾斜面的發達 假定氣候與地質一定不變，則山腹傾斜面的形狀，是憑因地盤運動的侵蝕基準面的變位和作用於山腹河床的風化侵蝕的程度而決定的。如第一百七十一圖所

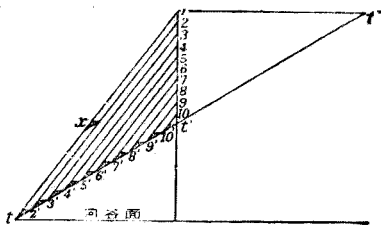


圖 171 凹斜面的發達 (一)

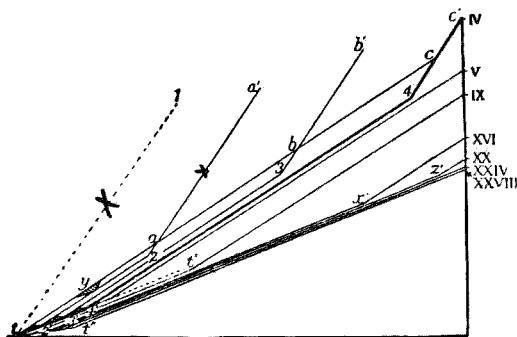


圖 172 凹斜面的發達 (二)

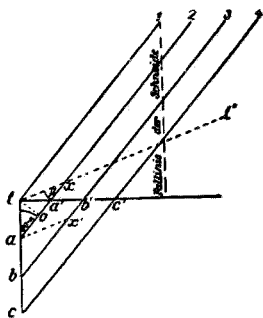


圖 173 由於 t 之降下而成的直線斜面的發達

示， t_1 為山腹斜面， t 為基準面，因一單位時間的經過，其表面的薄層 t_1 被除去而退至 t_2 ，但其最下部的斜面 t_2 ，因為接近基準面，故依然殘留着。再而在次單位時間後，雖從 t_2 退卻到 t_3 ，

但最下部的 $3'2'$ ，因為接近局部的剝削基準面的 $2'1'$ ，故亦殘留於其上，這樣看來，與最初的 $1t$ 斜面平行而後退的山腹下部，便成立一個新的緩慢的斜面 t_1t_1' 了。 t_1t_1' 是由微小起伏而成的山腹斜面 $3t_1'$ ，全體形成上部凹入的山腹斜面。其次 t_2t_2' 的緩斜面，同樣也在某單位時間後，復於

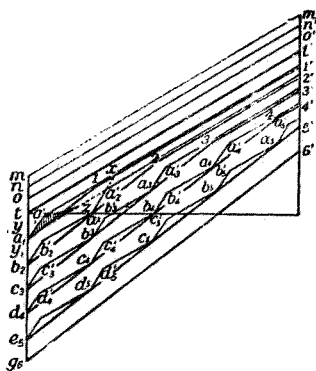


圖 174 凸斜面的發達

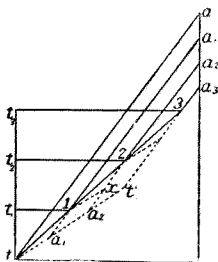


圖 175 斜面下降的發達 t 之移動速度一定

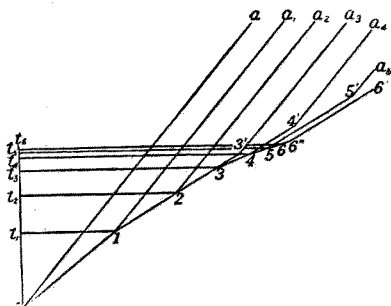


圖 176 斜面下降的發達 t 的移動速度漸減

下部附加新的微起伏山腹斜面。如第一百七十二圖，最初的 T_1 斜面，與第一百七十一圖相同，後退於 $a'a$ 的時候，在 *haldenhang at* 的下部，附加上 $2't$ 的更新的 *haldenhang*，於是便成爲 $t_2'2aa'$ 的斜面。在其次單位時間後，變爲 $t_3'3bb'$ ，又其次成爲 $t_4'4cc'$ ，這樣下去，就使山頂慢慢低下了。

(20) 山麓面 (*Piedmontfläche*)，山麓階 (*Piedmonttreppe*) 在造成原初準平原那樣的地盤運動之一地域，隆起速度，加速度的增加，全體到達顯示巨大曲隆運動，則原初準平原增加高度，其邊緣部分，剝削基準面發生顯著的低下。從而這部分的河谷，侵蝕復活，表現較平衡發達進一步的上升發達的谷形，圍繞原初準平原而發達於其周圍，以致生成中間的起伏面，中間起伏面漸次低下，於是就形成終末準平原了。其次，隆起速度變爲緩慢的，終於較侵蝕量更小的時候，則原初準平原面再加於其周邊，以此面作剝削基準面，終末準平原面就蠶食原初準平原面了。其結果，最上部爲原初準平原面，周邊爲中間起伏面，又其周邊爲中間起伏面的平坦化的終末準平原面，最後其周圍，再度附加第二原初準平原面。由這樣形成的周邊準平原面（一部爲終末準平原，一部爲

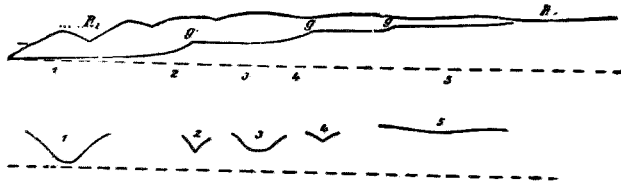


圖 177 山麓層與河谷的縱橫斷面

- | | | | |
|-----|------------|----------------|--------|
| g | 河谷縱斷面中的逕急點 | R ¹ | 原初準平原面 |
| 1—5 | 河谷橫斷面 | R ² | 中間起伏面 |

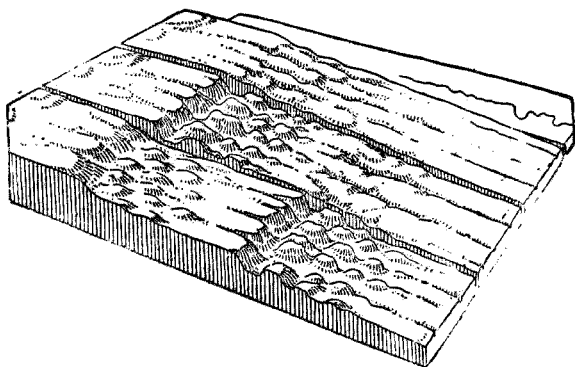


圖 178 山麓層的發達

原初準平原)叫做山麓面。山麓河沿着河谷貫入原初準平原面的內部，(一百七十七圖 B 面)，下游部早就得着平衡而發生側面侵蝕。在河間，B 面山腳突出，其先端成爲孤立的丘陵，在山麓面殘留着一種遠隔殘丘 (ferling)。倘這樣地盤運動的速度變動多少成爲間歇的，那就可以生成幾層的山麓面了。這種地形，叫做山麓層(一百七十八圖)。河床的縱斷面，隨着間歇的隆起數，而形成遷急點，遷急點上部的谷壁橫斷面，表現着凹斜面的發達，下部則呈上升的凸斜面的發達。這樣山麓層的階段，各自後退，最上部的原初準平原面，面積次第縮小終至完全消失。(一百七十七圖)這種地形，發達於世界各地這就是 Davis 氏所記載的邊緣準平原 (marginal peneplain)。W. Penck 氏以爲 Schwartzwald, Böhmewald 處發達的階段地形屬於山麓層，並說明這是由於繼續的隆起而成的，而 Davis 卻認爲不一定需要繼續的隆起，主張是由間歇的隆起與靜止的地盤運動所成。

山麓層的對比，是很困難的。尤其是表示變位的時候，更可預期同一面呈階段狀配列。參加 Andrews 中亞探險隊調查蒙古地質的 C. P. Berkey 及 F. K. Morris 報告中，該處有許多高

度不同的侵蝕面。

其中最高的杭愛準平原(Khangai peneplain)與蒙古準平原(Mongolian peneplain)，是否屬於山麓面的關係，或同一面由曲隆而變位的，不甚明瞭（一百七十九圖）。戈壁侵蝕面（Gobi erosion plane）雖在蒙古準平原之下位，約當山麓面，但戈壁層的下位的平坦不整合面是否屬於蒙古準平原面曲降的，或更古期的準平原面，仍有不少疑問（一百八十圖）。

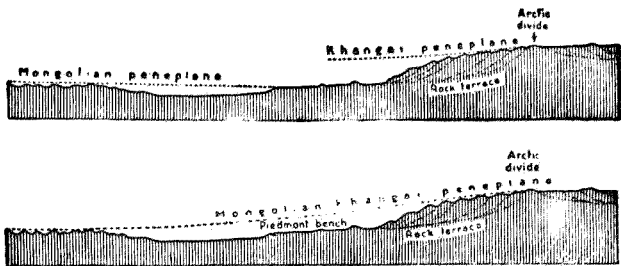


圖 179 杭愛準平原與蒙古準平原的關係

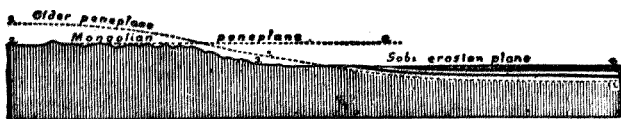


圖 180 古期準平原蒙古準平原與戈壁侵蝕面的關係

第十章 褶曲斷層地形

關於地表凸凹起伏的現象，簡言之，是由於地盤運動而生出土地隆起與沈降所致，再加上種種剝削作用乃使之趨於複雜。若地形爲F，地盤運動量爲K，剝削作用量爲A，則可以 $F \parallel K - A$ 的數式表示出來。K與A，實際上強度不同，且含有時間的因子，故能生成複雜多種的地形。

關於地形的考察，如上所述，應當考慮到地殼運動與剝削作用的強度及其時間的組合關係。試觀分佈於世界的實際地形，可分爲下列二種：即（1）地殼運動及由其結果形成的地殼構造所影響的和，（2）與剝削營力大有密接關聯的地形。前者可稱爲構造地形或構成地形，後者名爲侵蝕地形或育成地形。

古舊的陸地，長久地受了剝削作用的大陸內部，廣佈着侵蝕地形，在最近地質時代，地盤運動激烈的大陸邊緣地域，——如日本——在構造地形上，可以發現有多種地形的分佈。其中最顯著

的，是與褶曲斷層及火山有關的地形，本章即就與前者有關的地形（即褶曲與斷層）論述之。

(1) 大陸的構造 在大陸內部，片麻岩、花崗岩等類古代的岩塊，可分為經過長久的地質時代，即以陸塊而存在，受了顯著的剝削作用，以致分解成現在的部分和在其周圍較新的岩層呈褶曲斷層構造而殘留地殼運動旺盛遺跡的地

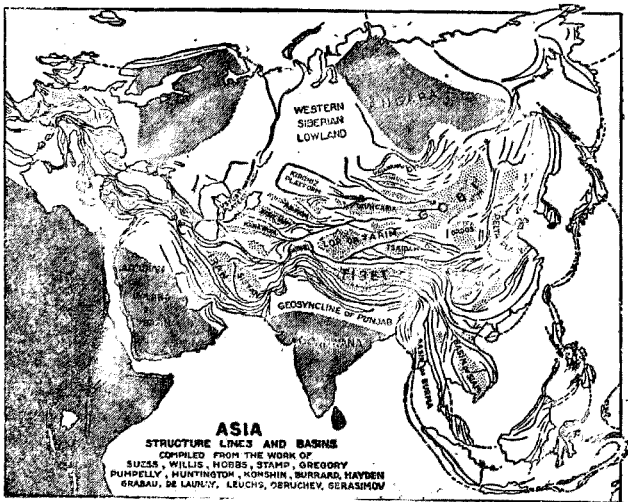


圖 181 亞洲的構造線

實線……斷層·褶曲山脈
點點的部分……內陸盆地
斜線的部分……古大陸塊

域二種。在亞洲大陸貝加爾湖北方 Angara river 沿岸發達的廣大的丘陵地，即屬此例，基盤是片麻岩，其侵蝕面上被蓋古生代的陸成層，即所謂 (angara) 層的中生代大陸堆積層等，又有玄武岩的廣大的流出而形成臺地狀的地形，修士 (E. Suess) 氏稱之爲 (angaraland)，以爲是歐亞大陸 (Eurasia) 的核心。

在 angara 大陸的周圍，有薩揚 (Sayan) 阿爾泰 天山 崑崙等古生代層所成褶曲斷層山地。在這山地的外側，更有新期的自中生代末至第三紀以後成長的喜馬拉雅 印度支那山系 (Indo-china mountain system) 以及日本列島等新褶曲斷層山地，這些山地形成了大陸的邊緣。根據這些事實，在一地質時代，地殼活動的地域，大致限於一定地域，而在陸地的周邊，一旦受了顯著的地殼運動的地域，到了次時代，便固化而成爲大陸塊的一部。至少大陸是相對的存在着安定的地域 (positive element) 與不安定地域 (negative element) 的二種。

(2) 地向斜 (geosyncline) 在最新期受了褶曲運動而驟起的山地，例如 Alps 及 Himalayas 等褶曲山脈的分佈與構造，呈帶狀的分佈，而且有厚達數千公尺的新期海生層，在其地層

間，夾雜着堆積於比較近陸的淺海的砂礫層的厚地層。試推察這海成層沈澱堆積的狀態，可以實證大陸邊緣地盤徐徐沈降，由陸地流出砂礫堆積於這部分，歷長久時代，保有淺海狀態的地帶，這種地帶，達那 (Dana) 氏叫做地向斜。

地向斜之厚堆積層，其後必然的會受顯著的地殼運動，地層顯現褶曲斷層的構造，殘留蹶起的高聳褶曲山脈。現在世界中主要的大山脈，都分佈在這種地帶內。所以地向斜帶，

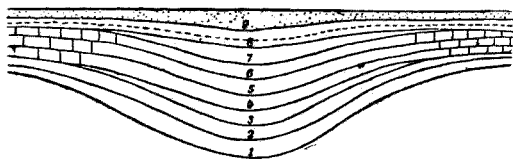


圖 182 地 向 斜 帶

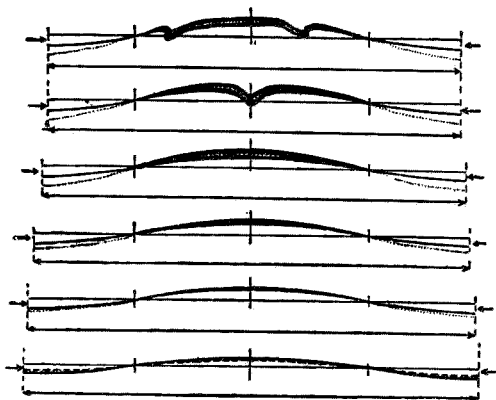


圖 183 由 壓 縮 而 成 的 地 向 斜 的 進 化

有變爲所謂造山帶 (orogenic zone) 的性質。試考察地向斜發達的過程，其初在大陸的邊緣，帶狀地域徐徐的沈降，同時形成堆積層的前期造山時期 (Vororogenes stadium)。其次是局部生出褶曲運動，背斜部形成并列的列島的深部造山時期 (Tiefrogenes stadium)。又其次，是褶曲運動最旺盛時期，即形成高峻的褶曲山脈的高造山時期 (Hochrogenes stadium)，其後地殼運動次第衰弱，地殼固化，變爲大陸塊一部，而地盤的運動，遂祇顯現造大陸的慢緩作用了。這叫做後期造山時期 (Nachrogenes stadium)。

苛伯 (L. Kober) 氏所主張的起山體 (orogen) 恰與地向斜相當。起山體被夾於大陸塊間而存在，該當兩側大陸的起力體 (kratogen) 發生運動而收縮時，orogen 衝上兩側的大陸塊上而成爲緣邊山地 (Randketten)，中間則形成中間山地 (Zwischengebirge)。例如日本列島便是太平洋與亞細亞大陸間的 orogen，如一百八十五圖所示。

(c) 造山期 (orogenic period) 造山運動，不是在各地質時代，一樣發生的。激劇的褶曲，斷層運動以及與此相伴的火山活動，是限於某一時期發生的。這時期叫做造山期。綜合種種地質現

象，造山期有周期的循環性質。在造山期成長的高峻山嶽，到了末期，就停止隆起運動，從此削剝作用激劇而使陸地開始準平原化 (peneplanation)。鄰近於海面的平坦面上，海水徐徐泛溢起來，生成薄薄被覆的新海成層。這叫做海侵作用 (Transgression)。這種平靜時期，并不能長久下去，且會急遽地再度進入其次的造山期，當着地向斜帶蹶起了褶曲山地，被蓋陸面的海水，便見急遽後退了，這叫做海退作用 (Regression)。發生這種循環造山期，

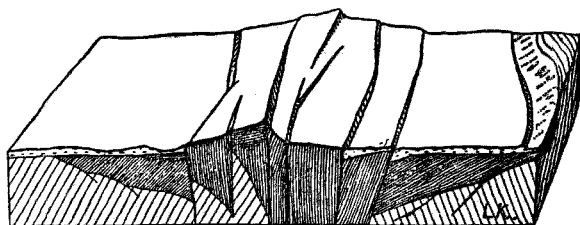
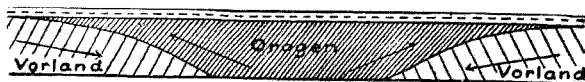


圖 184 Oragen 與山脈的形成

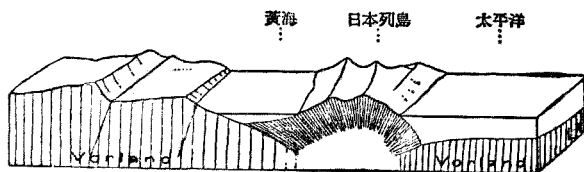


圖 185 日本列島的形成

使徐徐的海侵與比較急激的海退的理由，實有許多不同的解釋，這裏姑且不必詳述。世界認定的造山期，爲古生代末期 (late palaeozoic)、中生代末期 (late mesozoic) 與第三紀 (tertiary)，在美國叫做變革 (revolution)。最旺盛的造山期與起種種的 (diastrophism) 生物界也發生巨大的變化。這種構造上的差異與生物的變化，即爲各種地質時代的區分。

地向斜的位置，依據地質時代而變移，在同一地帶內，形成不同時代的造山帶是很稀少的。但是在某個造山期中，受着強盛褶曲作用的地域，到後來有時會再加上一種力量。在這種情形的時候，該地域并不重新循環着褶曲作用，反而是地殼固化，顯示地塊運動。例如天山地方的構造，是由石炭期的褶曲，中生代的準平原化，和第三紀的斷層運動形成現在的山脈，而在第三紀的地殼運動的時候，不會受過褶曲的新生的地層，顯示了褶曲的構造。

巴勒爾氏與修海爾氏 (Barell-Schuchert) (1924)	歐烏氏 (Haug) (1921)	馬爾氏 (Marr) (1898)	俞德爾氏 (Sonder) (1924)	拉拔蘭氏 (De Lapparent) (1900)
-------------------------------------	-------------------	-------------------	----------------------	----------------------------

現 世	洪 積 世	鮮 新 世	中 新 世	漸 新 世	始 新 世	白 堊 紀	侏 羅 紀	三 疊 紀	二 疊 紀	石 炭 紀	泥 盆 紀	志 留 紀	奧 陶 紀	寒 武 紀
		卡斯喀特變革 (Cascadian revolution)				拉拉邁特變革 (Laramide revolution)			亞帕拉千變革 (Appalachian revolution)			喀拉多尼亞變革 (Caledonian disturbances)		
		阿爾布士與特 那立克造山期 (Alpine and Dinaric)						黑西尼安造山期 (Hercynian)				喀拉多尼 亞造山期 (Caledonian)		
		大 陸 期						大 陸 期				大 陸 期 (Continental)		
		海 退 期 (Emergence)						海 退 期 (Emergence)						
		大阿爾布士隆起期 (Great Alpine uplift) 比里牛 亞比寧隆起期 (Pyrenee and Apeninnes)						黑西尼安山 脈的形成 (Hercynian Chain formed)				喀拉多尼亞 山脈的形成 (Caledonian Chain formed)		

喀惠那溫紀	基拉勒變革 (Kilmerney revolution)				
休倫尼亞紀	亞爾剛變革 (Algonian rev.)	休倫造山期 (Huronian)			休倫山脈之形成 (Huronian Chain formed)
特美士喀美安紀	諾列西安變革 (Laurentian rev.)		大陸期 (Continental)	海退期 (Emergence)	大陸形成期 (Continents outlined)
倫加尼安紀					

(4) 造大陸運動 (epeirogenetic movement) 造山帶的內部，發生了劇著的地殼運動，這與大陸塊內部非常簡單而且緩慢的運動，比較起來實在不可同日而語。大陸內部，有着廣大臺地層的堆積，這種地層，幾低成水平狀，在長久地質時代，很少發見有褶曲斷層的遺跡。就是加上地殼運動而不殘留遺跡。例如位於歐洲北部的 Russian plateau 最下部的基盤是成於原始代的片麻岩等，有顯著的褶曲，但蓋在侵蝕平坦面之上的古生代，中生代的地層，差不多是水平狀。其中產出的化石，非常新鮮，而且保存也完整，但其時代，如上所述，是代表古地質時代的。即岩質亦極軟弱，有如日本的第三紀層。使這等臺地層達到現在的高度的地盤運動，是波形的大曲隆 (upwarping) 同大曲降 (downwarping) 緩慢運行所致。這種地盤運動，叫做造大陸運動。

(5) 重力平衡運動 (isostatic movement) 由 isostasy 而獲得平衡的地盤上部，覆載重大物質的時候，則打破平衡而生地盤的沈降，反之，被蓋物除去的時候，則復返原來的位置。這種地盤運動，假定爲重力平衡的地盤運動。

在 Scandinavia 半島沿岸，有許多海岸段丘，最高者達二七五公尺。根據這海岸段丘的分布，來表示第四期冰河以後的隆起運動的等高線，則如第一百八十七圖所示，恰與第四紀冰期末期的 Scandinavia 冰床分佈相一致。這種隆起運動，現在還是繼續着。依據設置於海岸地方的 bench mark 的測驗，在波羅的海沿岸，每百年間，最大有二呎半的隆起。因了這種激劇的隆起運動，河流發達着許多遷急點，下流往往成爲瀑布而落下。致成這種隆起運動的原因，不用說，是由於受冰床壓迫而沈下的部分，因冰河的消失，又平衡上昇了，同樣的地盤運動，在北美第四紀冰河地方也可以發現（第一百八十八圖）。

(6) 褶曲運動 (folding) 地殼若加上側壓，地層便發生屈曲，遂有所謂褶曲構造 (folded structure) 而縮小面積。成爲波狀上下的褶曲的波頂部分，叫做背斜 (anticline)，該當波谷的低

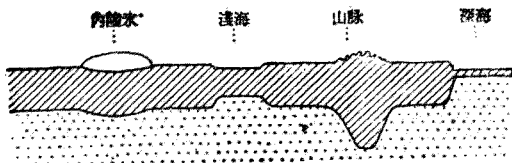


圖 186 根據地殼平衡說的岩石的斷面

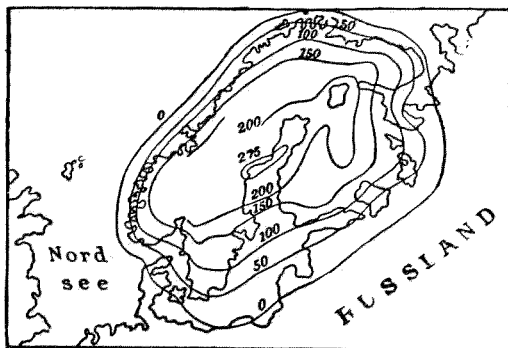


圖 187 冰期以後斯堪底那維亞冰床地域的隆起

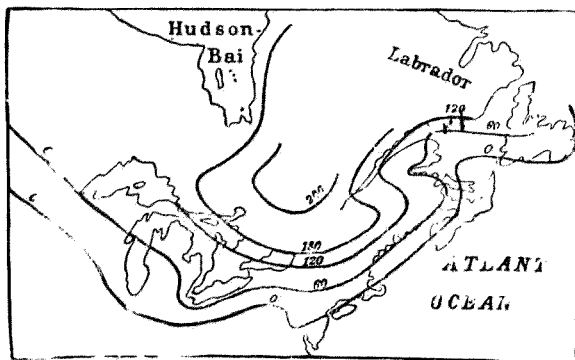


圖 188 冰期以後 Labrador 冰床地域的隆起

處叫做向斜 (syncline) 傾斜的地層面與水平面所成的支線的方向叫做走向 (strike) 與走向

成直角的地層的傾斜角，叫做傾斜(dip)。背斜部的頂部的方向是背斜軸，向斜部的中心線叫做向斜軸。當褶曲時，背斜軸與向斜軸略平行，軸自身也成爲波狀的上下。褶曲的形狀、規模、性質都有種種變化，因此有種種的分類。祇近於水平地層的一端彎曲的時候叫做撓曲(Flexure)。對稱的彎曲的，非對稱的，成爲扇狀的，橫臥的，倒轉的，被覆的，或是一面伴連小褶曲而形成大的背斜與向斜的，諸如此類，不勝枚舉。從褶曲構造的規模上看來，自小的局部地層間的小褶曲形成山脈、列島，以至構成大陸地與盆地那樣的大褶曲(Gross Falten)。

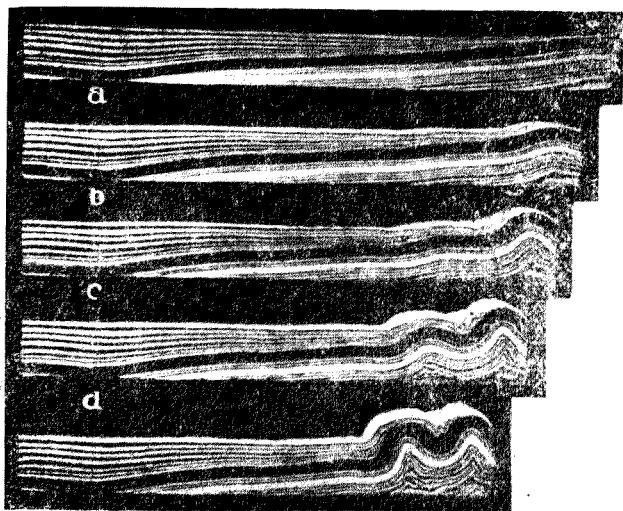


圖 189 褶曲與造山 (Willis 的實驗)

中間實有無數的階級。又可分爲生於近地表的地殼內部的所謂薄殼型(thin shelled type)與

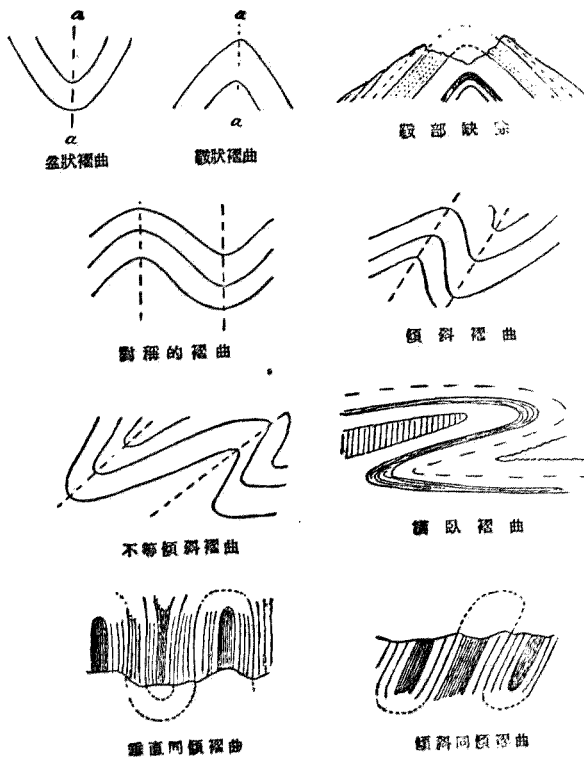


圖 190 褶曲的種類

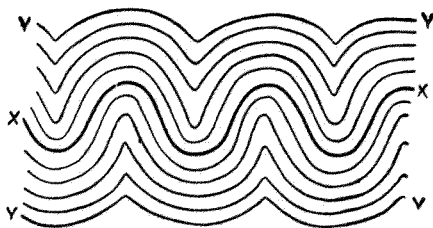
深達地殼內部的褶曲構造的所謂厚殼型(thick shelled type)。

地殼的表部，在所謂裂線帶(zone of flexure)容易發生斷層與節理，但卻不便於生成褶曲。反之，地殼內部，則多少帶着流動性，對於連續的壓力，好像飴糖一樣，有延引或壓縮的性質。這叫做流動帶(zone of flowage)。

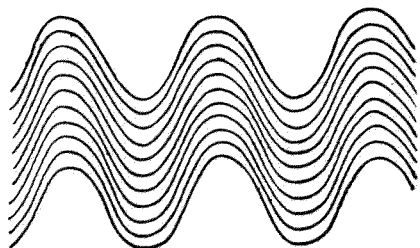
倘於地殼內部的流動帶加上側壓力，地層雖自由伸縮而能形成同形褶曲或被覆褶曲，但在上面的裂線帶則絕斷，表現斷層或地層并不伸縮而呈平行褶曲。結果地下某點雖成爲顯著的褶曲，地表祇表現着很少的凸凹而已(第一百九十一圖)。

如上所述，裂線帶往往與褶曲一同伴連斷層運動。尤其由於強大的側壓，而呈橫臥褶曲的時候，不少移化爲衝上斷層而變位的(第一百九十二圖)。

(7) 褶曲運動與地形 在現在仍然有地殼褶曲運動的地方。地殼內部的褶曲，究以何種形態表現於地表，這是一個很有興味的問題。在河岸及海岸發達的段丘地形的分佈與其高度的變位，作成波狀而顯出背斜軸，向斜軸的位置的事實，係屬一般知道的。如上所述，近地表的地殼，對於



平行褶曲



同形褶曲

圖 191 平行褶曲
同形褶曲

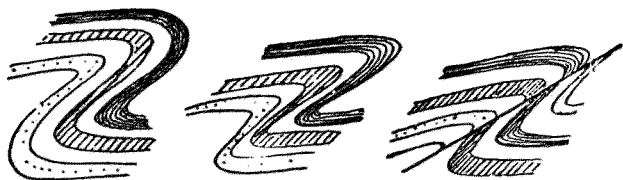


圖 192 從橫臥褶曲移化到衝上褶曲

側壓，自由褶曲變位的很少，地下的褶曲雖大，地表則祇發生緩慢的曲隆、曲降或現出斷層狀，地下深處的形狀是不能表現於地面上的。

東印度羣島，是非常顯著的二重弧狀列島，與此並行，海中有深奧的海渠，其內部有無島的

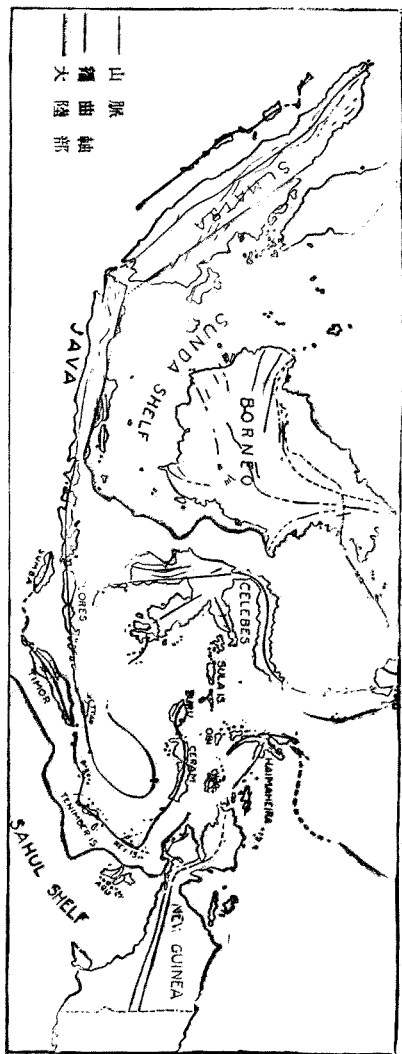


圖 103 東印度諸島的構造圖

Bando sea 的深海盆。這些羣島形成延引於印度支那山系的巨大褶曲山脈的一端，島嶼自身也有褶曲構造，并雜有火山活動，現在依然是地殼運動異常旺盛的地方。蓋羣島該當突起海上的褶曲背斜部，海渠則等於其向斜部。浮在熱帶海洋的這羣島的周圍有珊瑚礁，而珊瑚礁的往往變位，正說明這近代的地盤運動的。茲就的摩爾 (Timor) 附近列島礁蓋 (reef cap) 的變位考察起來：Timor 1、300公尺，Roth 四七〇至三〇〇公尺，Liti 一四〇公尺，Loker 110公尺，Luang 隆起礁並不發達，而顯沈降的堡礁則發達。這樣連續變位，或即顯示背斜軸 *geanticlinal axis* 的上下運動 (pitching)。

其次隆起珊瑚礁，往往在島列的兩側有着高度不同的事實，如第一百九十四圖所示，乃因背斜軸水平移動致成的結果。而大的地背斜的內部，使發育於地表的珊瑚礁形態有一定變化者為例，可舉西里伯 (Celebes) 東南部半島先端的 *Tukang Besi group*。該處有四列的島嶼，都附有珊瑚礁，但是含有地盤沈降之意的堡礁、環礁列，與隆起珊瑚礁的島列，互相隔行而並列着，正各自暗示小向斜部與小背斜部的位置。

(8) 褶曲地帶的開析 地面上因褶曲而生出波狀凸凹的時候，沿向斜部的軸就會生出必從谷。這樣的山谷，與地層的走向並行，於山脈的方向，成爲延長的縱谷。其次，在背斜部的山腹傾斜的方向，生出小的必從谷。這種小支流的必從谷，因爲傾斜急峻，就急速地下刻河床了。如第一百九十五圖，硬層上以點爲記號，軟層即白地，A部發達着大的必從縱谷與小的必從橫谷。B部即

硬層上部破壞，發達了構從谷，因而形成一系列的 *cresta* 稜。某條河川破壞第二硬層。C部表示着

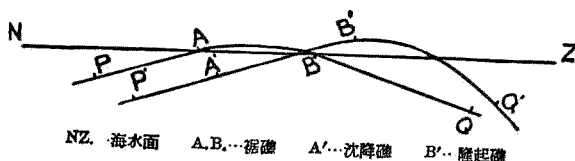


圖 194 從背斜部的左方到右方去的水平的波動

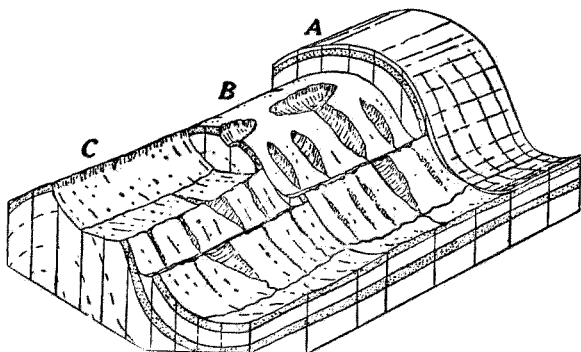


圖 195 褶曲山地的開析

構從谷仍然完全發達，上面駢走二條山脈，同時背斜谷也很發達。

又如第一百九十六圖爲軟硬兩層互相重疊的褶曲山形，a是原形，b是侵蝕初期，即表面上軟層被除，露出了下部的硬層，c代表硬層背斜部被破壞，下部露出的軟層，其上發生構從的小河流。d表示因構成谷很發達，最初的必從縱谷反而停止了發育，至於e則殘餘構從谷即向斜山稜 (synclinal ridge) 把最初的山嶺與河谷的配置調換了。又在c與d間，倘地盤隆起，於深邃的構從谷的發達，是很便利的。

向斜山稜的地域，倘受了巨大的侵蝕作用，更使下部硬層露出時，則背斜部有時會再形成山嶺。這種山嶺背斜部，稱爲再從背斜山稜，河道稱爲再從谷 (resequent valley) (第一百九十七圖(一))。又再從谷在厚岩層被剝奪期間，可以生成與原形同樣的位置(第一百九十七圖(二))。在並行的褶曲構造地方，一度化爲準平原後，倘再隆起侵蝕恢復時，則硬層部分突出，軟層部被除去而生出構從山嶺與河谷的配列。但在背斜部因爲有着多少傾斜 (pitching)，山嶺乃呈木理狀，或是上面鋸齒狀 (zigzag) 的走着 (第一百九十八圖、第一百九十九圖)。

(9) 穹窿山地 (domed mountain) 最簡單的褶曲山地，就是由地層的半球狀隆起而形成的穹窿山地。在這種褶曲的下部，基盤多係古期岩塊或火山岩塊。因表層的剝削，露出於山地的中心部。而核心體亦有與圓頂褶曲同時從地下進入的噴出岩。表層以山頂為中心，向四方傾斜，上部

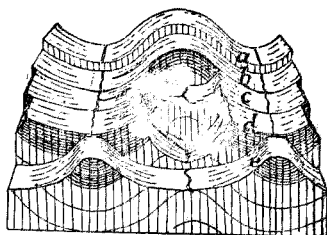
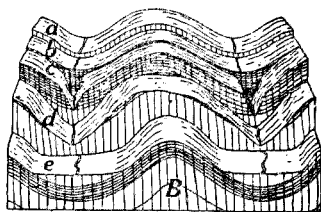


圖 196 褶曲地域的開析與向斜山稜的發達

再從谷(一)



再從谷(二)

S.F. ... 背斜谷 C... 向斜山稜 M.H. 再從背斜山稜
D. 再從向斜谷

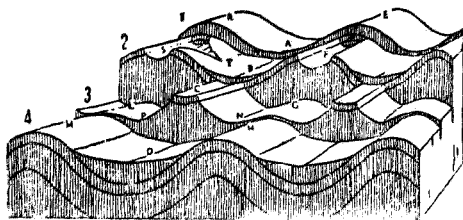


圖 197 再從谷

緩斜，漸移下部，則傾斜漸增，至山麓部移化為斷層。侵蝕作用，呈現同心圓狀的 *cuesta* 地形，河系最

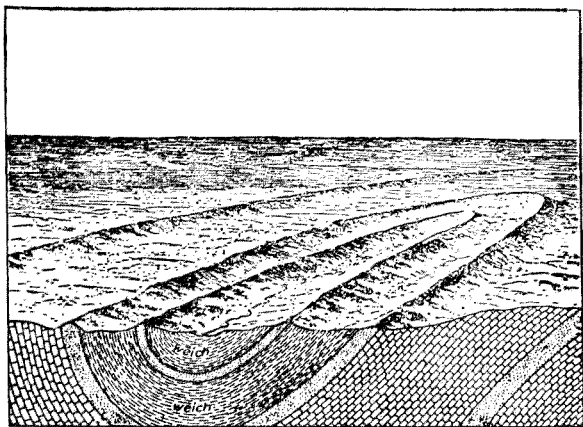


圖 198 由硬軟兩層而成的褶曲地域的侵蝕(一)(向斜部)

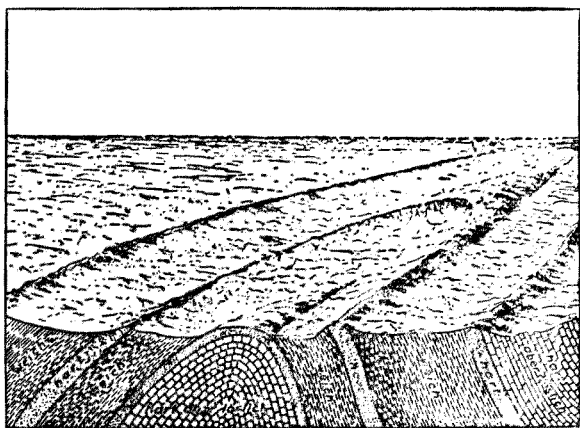


圖 199 由硬軟兩層而成的褶曲地域的侵蝕(二)(背斜部)

初配置爲放射狀，其後順應組織，生成同心圓的部分。又穹窿山地準平原化後，亦有再度受着造山

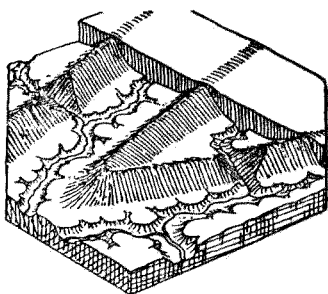
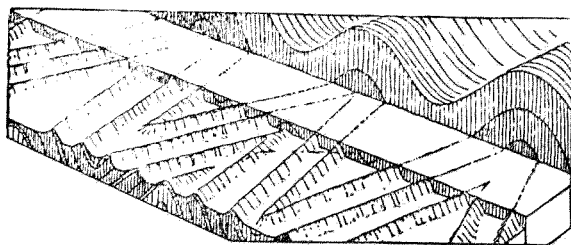


圖 200 Appalachian 山地的發達

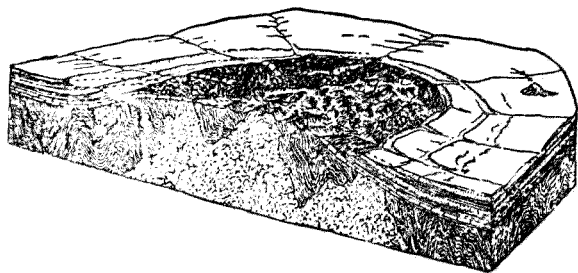


圖 201 穹窿山地的開析

作用隆起成爲山地的。在這情形之下，倘與前期造山同一位置有背斜軸時，核心體仍然分佈於山

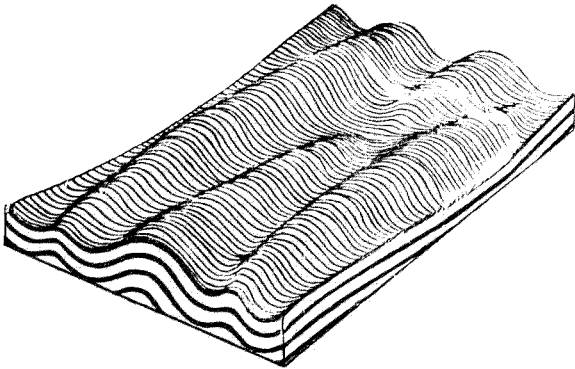


圖 202 褶曲山脈的原形

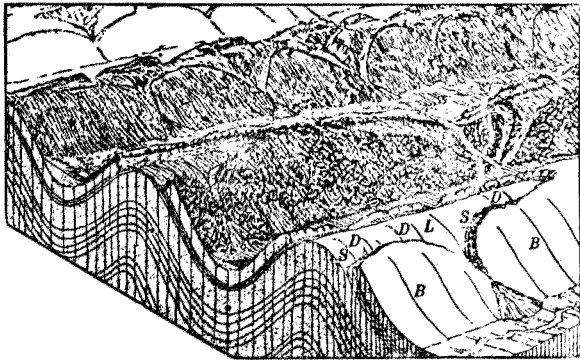


圖 203 褶曲山脈的開析

地中央，但若起隆起軸的移動，核心體的分佈，就成不規則了。在二輪迴山地 two cycle mountain 因為表層大部受了剝削，故構造往往不易明白辨識。

(10) 褶曲山脈 (folded mountain)

地殼加上側壓作用，則生出略略並行

褶曲羣配列為帶狀山地，這叫做褶曲山脈。側壓最烈之處，高聳蹶起，褶曲的兩翼也就急斜橫臥了。且往往伴連走向斷層，一方橫斷褶曲羣而生橫斷層呈水平的移動。褶曲構造漸次減少其程度，則移化為臺地層。Jura 山脈，可作褶曲山脈之最標式的。山系呈現三日月形，凸面向西北。內部構造，成於並走的波浪狀褶

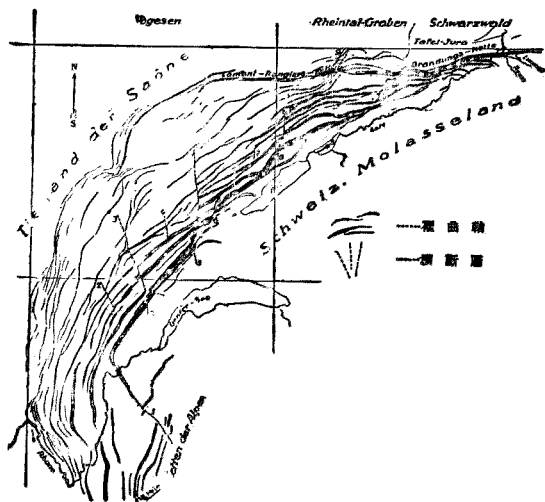


圖 204 Jura 山脈

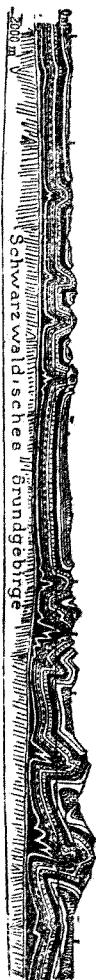


圖 205 Jura 山脈的橫斷面，表示褶曲構造與地表的關係。

曲羣，其中近凹面處者褶曲尤甚，橫臥於西北方而顯示側壓最甚的情狀。反之，山地的西北部，褶曲漸見減弱，移化為臺地狀 Jura (Tafeljura) 褶曲構造顯著的部分，可以看見走向斷層與數條橫斷層（第二百〇五圖）。

(11) 蓋層褶曲山脈 (Dachfallen gebirge) 受了非常激烈褶曲運動的地方，就生成蓋層褶曲，有時且使高山脈蹶起。蓋層褶曲的運動，深及基盤的古期岩層，褶曲帶的隆起，可把這基盤岩石提高，結果因剝削作用，表面部地層被除去，褶曲山脈中心則露出硬岩構成的所謂核心帶 (Kernzone) 或中央山塊 (central massive)。

昇高到軟弱的新期地層上的古期蓋層，對於侵蝕，因係堅強的岩石，故受侵蝕之後猶殘存為島狀的地形。這叫做蓋層塊 (Deckescholle)。

在火山活動與褶曲運動之間，似有某種關係。

Alps, Himalaya 等巨大的褶曲山地雖沒有火山活動，但同屬於褶曲帶的阿平甯、高加索、東印度羣島、日本列島等，則火山地帶與山脈略相一致，這等地方，與褶曲構造一樣，地塊山地也很發達。

Alps 山可作蓋層褶曲山脈的適例。自中世代末期至第三紀，自南向西北，相重疊地造成 Ost-alpine, Penninische, helvetische Decke) 等三個主要的蓋層褶曲運動(Deck faltung)其影響且及基盤岩石。後來又受了斷層侵蝕作用而形成三列山脈。即北部石灰岩阿爾卑斯(North Limestone Alps) 中央阿爾卑斯(Central Alps) 南

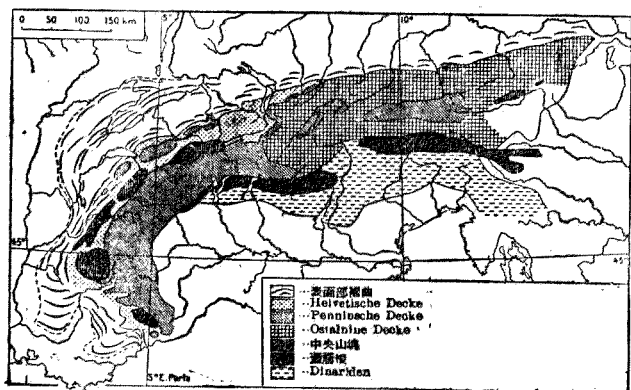


圖 206 阿爾卑斯山脈的構造

部石灰岩阿爾卑斯 (South Limestone Alps) 南北兩部的石灰岩阿爾卑斯 (Alps) 大多屬於

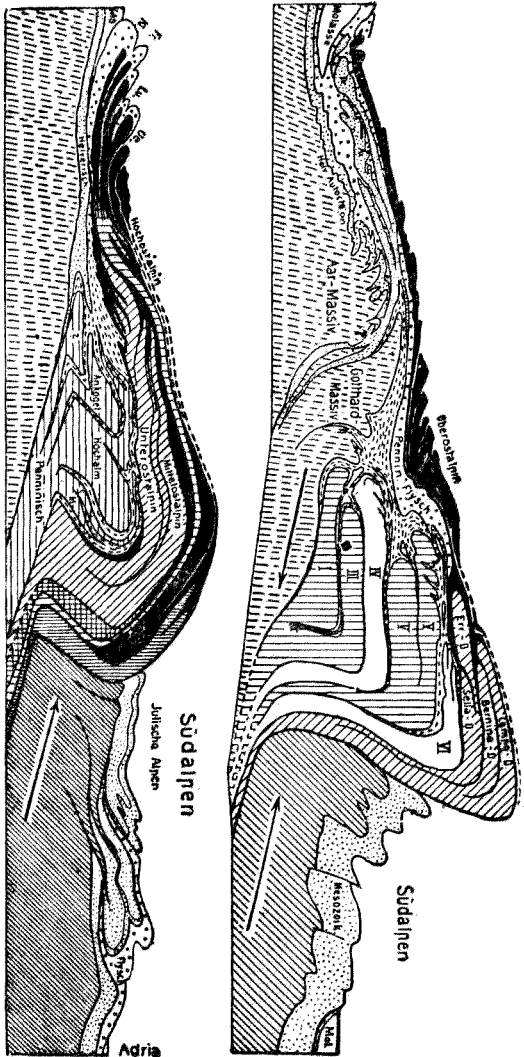


圖 207 阿爾卑斯山脈的橫斷面

中生代層的蓋層構造，中央阿爾卑斯為基盤的核心帶。進出北部山麓的侏羅期石灰岩蓋層，疊於稱為 *molasse* 的第三紀砂岩層上，侵蝕所餘的在 *nithen* 附近形成蓋層塊。

(12) 斷層運動 (*faulting*) 凡地盤以一破綻面為界而變位時，這破綻面叫做斷層面 (*fault plane*)。斷層面露出地表的部分叫做斷層崖 (*fault scarp*)。斷層面與地表面的交線叫做斷層線 (*fault line*)。斷層面通常為凸凹稀少的平坦面，也沒有局部的屈曲和鋸齒狀的出入。但又不是完全的平面，往往有着平滑的灣曲。因此斷層線成為一種單純的線狀，斷層崖則以斷層線為界，向一方面以斜面作直線狀，線的兩方，呈現高度極不相同的地形。

斷層面的傾斜，種樣繁多，以此斷層面為界，兩地盤的變位即所謂斷層運動的方向，也有許多種類。斷層依着地塊移動的方向，斷層面的傾斜角，移動方向與地層關係等而有種種分類。如由傾斜大小而成的急傾斜斷層，緩傾斜斷層，由與地層走向相關而成的成層斷層，走向斷層，傾斜斷層（橫斷層）、斜斷層，由移動方向而成的急斷層、逆斷層、水平斷層等類。

正斷層、逆斷層，不僅可使地面發生變化，且可致成地面的伸縮。即以傾斜的斷層面為界，倘上

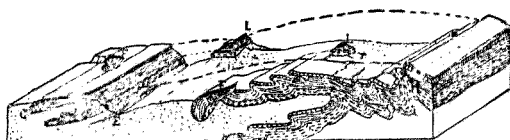


圖 208 蓋層塊 L.
窗 F.

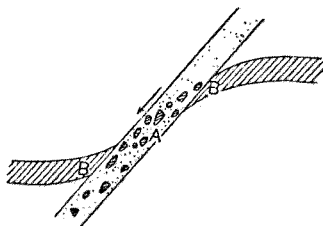


圖 209 由斷層而生起的地層的牽引與斷層角礫斷層黏土

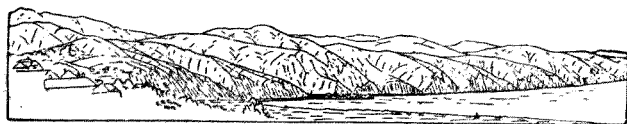


圖 210 斷層崖 (Wellington 威靈頓 N. Z.)

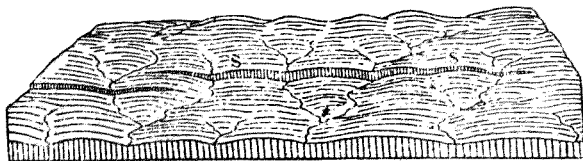


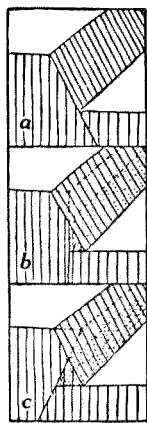
圖 211 開析山地的斷層崖

部地盤斜落時，則傾斜的斷層面露出地表就使地面伸展了。這叫做正斷層，大約是地殼發生伸展作用 (tension) 結果。反之，上部地盤被逆上的下部地盤所擠，便叫做逆斷層，面積因此縮小。或衝上斷層 (thrust fault)，這大約是因地殼加上壓縮作用 (compression) 所致。

由斷層致成的變位量，如在斷層或裂開處所見的，有的不過數哩，但有的如在鑛山等處所見到的，竟達到數千公尺。地震時發生的斷層，最大不過數公尺的變位，但地震斷層往往沿古舊的斷層面循環着，故數千公尺的大斷層崖，在我們所知的範圍，恐係由於循環數千次的斷層運動而成的。

(13) 斷層崖 (fault scarp) 在正斷層

中，新鮮的斷層崖，會露出平滑的斷層面，如同塹蔽似的連綿着，依照變位量，而有一定高度差，且地形特徵很顯著。但是這地形特徵很容易與類似的直線的海蝕崖，形成 mesa 及 cuesta 的直線崖等類地形相混同，在這情形的時候，



a...正斷層崖
b...垂直斷層崖
c...逆斷層崖

圖 212 斷層崖

就要審察該地附近的地形特徵與地質構造，纔能辨別出來。實際上，此種斷層崖之急傾斜的變換點，受了激劇的風化侵蝕作用，漸次不鮮明甚至於消失，但內部構造卻永久保存，有時憑藉侵蝕作用，且再度露出，復沿着同一線上常常循環着斷層運動，永遠保持地形的特徵。一個斷層崖的兩端，漸次減少高度，終於消失了切斷的面而只餘傾斜的地表面。這叫做撓曲崖 (Flexure scarp) 或等斜崖 (mooclinal scarp)。撓曲崖傾斜緩慢，山麓線雖沒有斷層崖那樣明瞭，但開析後，與斷層崖區別便很困難。有時兩者相合，上部是撓曲崖，下部是斷層崖的也有。

(14) 斷層崖的開析 在正斷層的斷層崖上，落下的雨水，集合起來，上面就會生成必從的小湖泊。最初是小峽谷狀，往後藉谷壁上部的風化作用，形成 V 字谷，侵蝕的物質，就堆積於傾斜緩慢的斷層崖下而形成扇狀地，這等 V 字谷，與斷層線約略成爲直角並列於谷口，且扇狀地也并列發

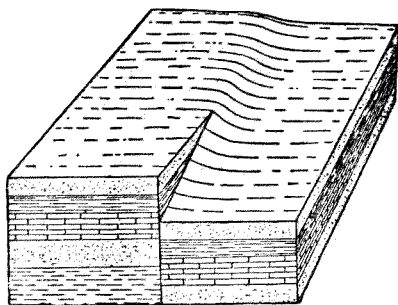


圖 213 從斷層崖移化到撓曲崖的情狀

達。夾於必從谷間的斷層崖，藉風化作用，崖下發達着崖錐，但山麓線因直線的走着，隨着必從谷的發達，遂以腳末端面 (terminal face) 而保存了。末端面最初為梯形，漸次成為三角形，若大規模的末端面，則依二次的小必從谷更分裂為較小的三角面 (第二百十五圖)。

但小山腳的山麓線，應并列於平滑的一線上。三角形的末端面，漸次減少高度，而不鮮明，但山腳的末端，並列為一直線狀，暗示斷層線的位置，終於因河谷的平坦化而行後退，或埋於大扇狀地的下部，失掉其特性 (第二百十六圖)。

關於開析的速度，因斷層面的傾斜，及其地的氣候狀態，或因斷層以前與河系的距離，或因斷層崖的方向與河流的方向的關係等而有遲速的區別。倘斷層崖與河流方向一致時，則侵蝕迅速，反之，就長久保持。又變位繼續循環時，則新鮮的末端面也能長久保存。

(15) 活斷層崖 (active fault scarp) 斷層面發生後，有的由於某種原因成為固定的性質，沿其面，不再發生斷層運動，有的則沿着同一斷層面，常常循環着運動。最初生出正斷層崖，次則以同一面為界，產生反對方向的運動即逆斷層崖的時候亦有。若在最近時代，斷層運動重複了，即使

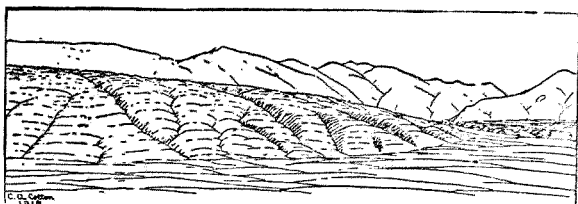


圖 214 開析撓曲崖 (黑岩山 Blackstone Hill N. Z.)

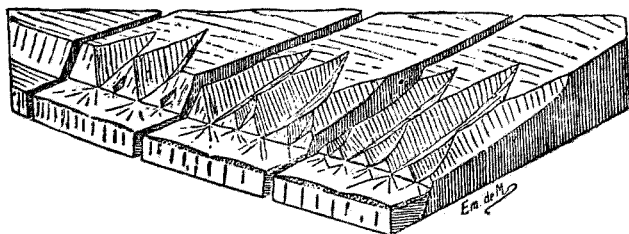


圖 215 斷層崖的開析 (其一)

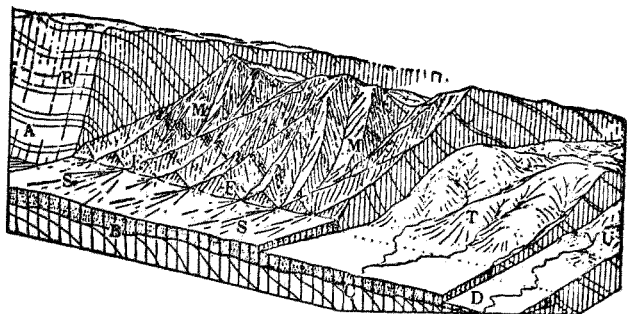


圖 216 斷層崖的開析 (其二)

因受水蝕或堆積作用，造成他種地形，其處也會破開，再造成新斷層崖。像這樣沿着一條破綻線，常常反復着地塊運動，因而附加新斷層崖時，就叫做活斷層崖。這種活斷層崖，呈新鮮明瞭的斷層地形，往往沿着斷層線生出小窪地之列，湧泉、鑛泉、溼地等。沿着破碎帶，倘小地塊發生上下運動，則沿斷層崖

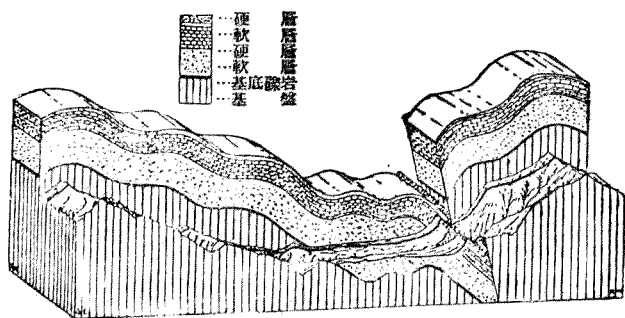


圖 217 逆斷層崖的開析

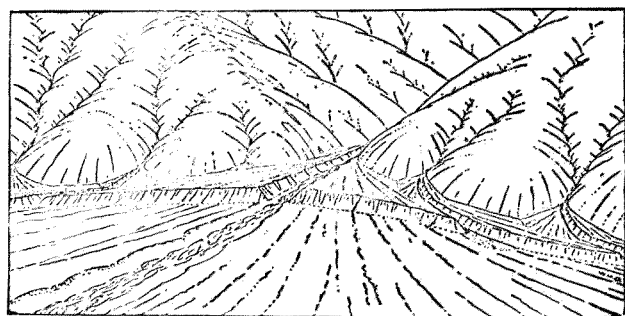


圖 218 切斷斷層崖下扇狀地的眉狀斷層崖

附有小丘陵，形成 *kerbut*，其間即生出鞍部 (*kerncol*)。

斷層崖次第成長時，在末端面的基部，就露出新斷層面，而成爲回春斷層崖 (*rejuvenated fault scarp*)。橫斷末端面中間的山谷，急遷點生於河床縱斷面。倘斷層崖因了剝削後退之後，重複循環了，山麓部的前端，則形成所謂山麓斷層崖，又切斷扇狀地而生成眉狀斷層崖 (*eye-brow scarp*) 或扇狀地斷層 (*fan scarp*) (第二百十八圖)。

(16) 斷層線崖 (*fault line scarp*) 軟硬的互層，被斷層切斷而變位時，以斷層面爲界，就有硬度不同的岩石。隨着這地質的差異，因爲侵蝕示差的作用，硬層露出的一方殘餘更高，斷層面受了侵蝕，揭露出來，這叫做斷層線崖，原來是二輪迴的地形，但沿着斷層如有顯著的侵蝕作用時，即單輪迴形，也能生成。由侵蝕的結果掘出的斷層線崖，與最初現於地表的斷層崖成爲同一方向傾斜時，叫做再從斷層線崖 (*resequent fault line scarp*)，倘反對方向傾斜時，叫做逆從斷層線崖 (*ibsequent fault line scarp*)。斷層崖與斷層線崖從地形上，很不容易區別，但前者發達着扇狀地，又在沈下地塊上生出湖水，有新期堆積物，若斷層線崖，則爲了發達之故，至少兩地塊發生劇

著的侵蝕削剝，無扇狀地河沼等堆積的現象。又斷層線崖，比較高度差，不能有很大的。且為侵蝕結果而掘出，需要長久時間，其間斷層面受了開析，傾斜也緩慢，就形成不明瞭的地形。但是這些現象，

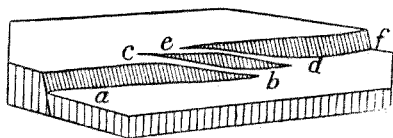
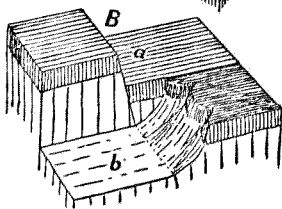
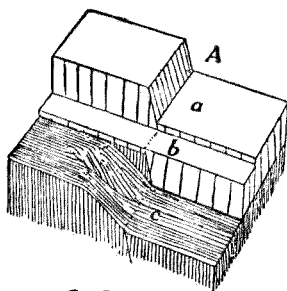
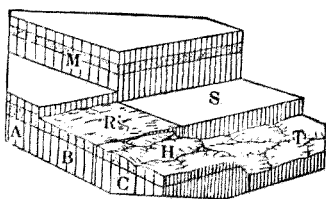


圖 219 朔裂斷層崖



A. 二輪迴再從斷層線崖 B. 單輪迴逆從斷層線崖

C



C. 二輪迴逆從斷層線崖

圖 220 斷層線崖的發達

從地質上看來，在急崖的上部有着硬層，低的地塊則由軟層而成。第二十二圖，為二輪迴地形，在準平原化的地面上，受着溶岩流的被覆，復由侵蝕復活，軟層一部被除去，乃露出斷層線崖，至銘

岩層被蓋的部分，還保有軟層，而明示斷層線崖發達的過程。在橫斷地層的傾斜斷層 (transverse fault, dip fault)，硬層的一端互相對峙而使逆從斷層線崖發達起來 (第二百二十二圖)。

(17) 斷層谷 (fault valley)，斷層線谷 (fault line valley) 在斷層崖的下部，沿着斷層線的河谷叫做斷層谷，正確地與斷層線相一致的時候很少，尤其在逆斷層線，更為稀少。與斷層線相一致而有直線狀流路的構從谷叫做斷層線谷。在斷層面，因有由斷層角礫而成的軟弱的部分，故河流選擇侵蝕的結果，

遂沿着斷層線而成為格子狀的配列。沿着正斷層面或傾斜急峻的逆斷層面，雖有單輪迴發達，但沿着一旦平坦化的地表上斷層線，河谷發達，就成爲

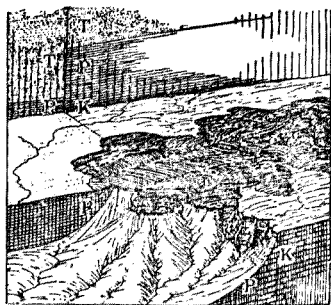


圖 221 斷層線崖的發達

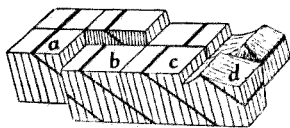


圖 222 傾斜斷層與斷層線崖的發達

- a 原形
- b 傾斜斷層崖
- c 平面化
- d 後方地塊是再從斷層線崖
前方地塊是逆從斷層線崖

二輪迴的了。在這種情狀下，挾着斷層線的兩地塊，沒有什麼高度差。惟軟硬兩層若隔着斷層面分

佈，則形成斷層線崖，生出多少的高度差。如第二百二十三圖所示，被切斷的臺地，一旦受了準平原化，其後則侵蝕復活，沿着舊斷層線，發達着格子狀的斷層線谷。軟層的部分，迅速地被除去了，就生出二次的斷層角盆地，一部貯水而成湖泊，湖岸有斷層線崖發達的部分。

(18) 複斷層崖 (composite fault

scarp) 上部是原始的 (original)

斷層崖，下部則爲由侵蝕作用掘出的

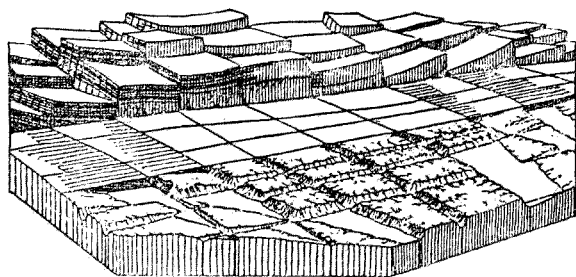


圖 223 斷層線谷的發達

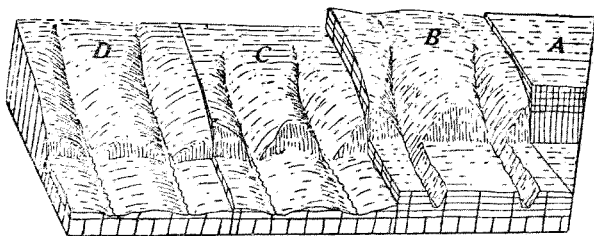


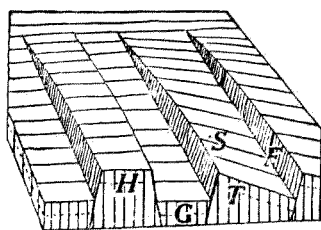
圖 224 複斷層崖的發達

斷層面，二者相結合便為複斷層崖。

(19) 斷層的分佈 試考察斷層線的分佈配列，有的地方非常發達，有的地方則幾乎沒有什麼斷層，前者即屬於地塊區，後者屬於褶曲區。地塊區的斷層分佈，因岩石種類，新舊而有粗密之差，且可以看出在主要斷層線的方向有了變化。新舊斷層線，發達各種方向時，這叫做斷層網 (fault-net)。分析複雜斷層網時，可別為幾個同一方向及性質的斷層系統 (fault system)，各斷層系統因時代不同，故有新舊的區別。一般斷層線，有同一方向並行發達的性質，其間挾着大小的斷層薄片 (fault slice) 又配列為雁行狀的也極多。

倘斷層線生了枝節，則叫做分歧斷層 (branching fault)。

新舊斷層互相交叉，有時形成三角形、菱形以及四角形斷層 mosaic。又有走為弧狀的斷層系及與之成直角發達的放射狀斷層系發達的地方。如山崎博士 (Dr. Yamasaki) 發見的若狹灣沿



H...地壘 G...地溝
T...傾動地塊 F...斷層角低地

圖 225

岸地域卽其例。又火山地方，也往往有圓形的地域卽所謂鍋狀斷層系 (kettle fault)。

(20) 傾動地塊 (tilted block) 界於二個以上的斷層面的一部分地殼卽，斷層地塊形，成山地的時候叫，做斷層山地 (Fault mountain)。斷層線，往往成爲羣狀以構成構造複雜的斷層山脈。斷層山地最單純的，就是傾動地塊。

地塊的一端，因斷層運動之故相關的隆起，其處就生出斷層崖，在原来的地表，若新生傾斜，則叫做傾動地塊這種運動叫做傾斜運動 (tilting)。這就是由於一地塊發生迴轉運動的結果。普通呈現非對稱的傾斜，斷層崖急峻，這叫做地塊的前面 (block front)，其後方緩慢傾斜的原始表面叫做背面 (back slope)。這種非對照的斜面在水系的配置上，應生出特殊的現象，卽少數大河流可占先橫斷傾動地塊，但小

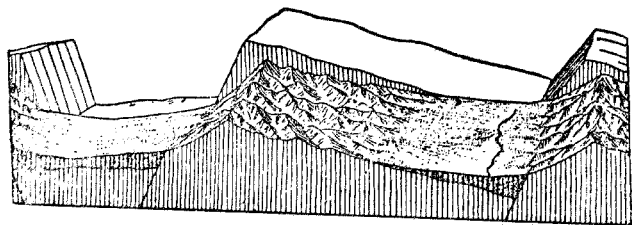


圖 226 傾動地塊及其開析

河流則順應新傾斜而變更流路，乃復生必從的新河川。其結果在地塊的前面，生成短小的必從河川，背面則有比較長大的必從河川，相對下注於反對方向。前面的必從河川因傾斜急峻，漸次成爲對稱的傾斜，傾動地塊的性質，雖然稍不鮮明，但要完全消失，則需長久時間。傾動地塊，就斷面形狀而言，也可叫做楔形地塊 (Keilscholle)，倘斷層崖高聳，則會失去非對稱的傾斜，而傾動地塊的性質，便不明瞭了。

(21) 斷層角盆地 (fault angle depression) 以一斷層面爲界，在地塊間發生變位，地塊之一端沈下而生凹地時，這斷層盆地就叫做斷層角盆地。即盆地的一邊，聳峙着斷層崖，崖下的部分，就是沈下地塊的最低處，原地表好像傾動地塊的背面似的，徐徐傾斜成盆地邊緣的一側與盆地床。其最低處，往往瀦匯湖水或爲溼地而形成厚的新堆積層。其結果，斷層崖的下部埋沒，與堆積面生出明瞭的地形境界相反，其一側山腳被埋而散綴着屈曲豐富的山麓線和埋殘的丘陵。

(22) 地壘地塊 (Horst) 被二個以上的斷層崖圍繞而上昇的地塊，叫做地壘地塊。倘地壘上面傾斜時，則有傾動地塊的性質，倘屬水平的，則稱爲平板地塊山地 (Plattschollengebirge)。斷

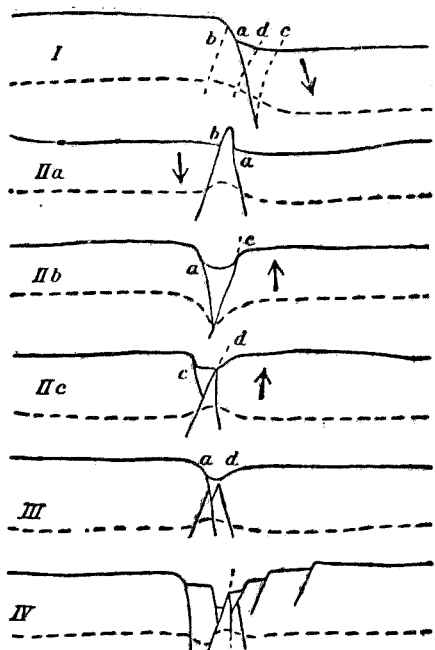


圖 227 地壘及地溝發達的機巧

I 斷層崖

II a. b. 由斷層活動而成的地壘

II b. c. 由斷層活動而成的地溝

II c. d. 由斷層活動而成的地溝

III IV 複雜地溝的構造

層崖并行，地壘呈山脈狀時，則為地壘山脈。狹長地壘的前端，被斷層切斷而成半島狀突出的山地，則叫做半島地壘 (halbinsel Horst)。地壘山脈的兩端，被斷層崖切斷，周圍斜面全部都被斷層崖圍繞時，叫做完全地壘 (Vollhorst)。中央亞洲的天山，就是許多地壘山脈的集合體。

(23) 地溝 (Graben) 夾在斷層間的細長凹地叫做地溝，是由斷層地塊下沈生成的。地溝兩側的斷層崖，高度并不定然一致，形成時代也不相同，因而兩側斷層崖開析的程度就有差異了。如

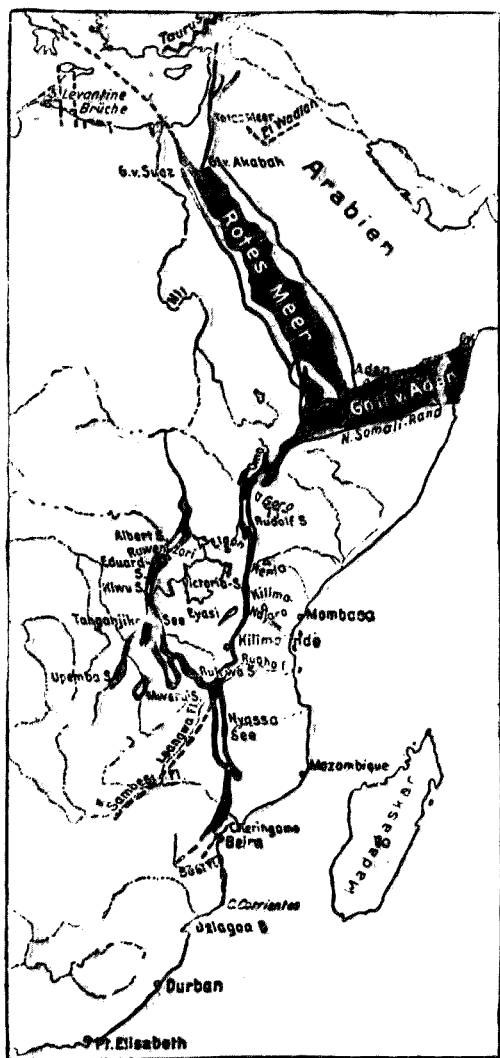


圖 228 非洲東部的地溝

在日本能登半島頸部的色知瀉地溝，即屬此例（第二百二十八圖）。

又兩側的斷層，分爲正斷層、逆斷層和正逆兩斷層等類。地溝盆地被夾於地壘山地間，往往成
分佈一定方向的盆地羣。地溝幅與地壘幅的關係繁雜，如在 *Fossa Magna* 近傍，有個呈狹長地溝
帶的地方。這樣地溝叫做裂谷（*rift valley*）。世界中著名的裂谷就是縱走非洲東部至亞拉伯北
部的大地溝帶（第二百二十八圖）。

從來所謂地溝（*Graben*），從其兩側斷層面的性質，可分爲二、三種類。即地溝（*Graben*）的兩側，
由正斷層崖而成，地盤曳引使楔狀地塊下沈；裂谷則爲因裂而間地域沈降而成，如非洲東部的大
裂谷。跳谷（*ramp valley*）即由地殼壓縮，兩地塊上衝（*upthrust*），其間地塊沈下部分的名稱，例
如亞拉伯北部死海附近的地溝羣屬之。

(24) 地塊運動 (*block movement*) 自古以來，當大地震時，種種地形變動的實例不少。又
由最近的經驗，這種事實，可由三角測量、水準測量或測深作業而得正確的記錄。從來不明瞭的微
細的地盤運動、變化，現在都可用圖解明示出來。又與地震發生有關的新研究，也有許多發表了。這

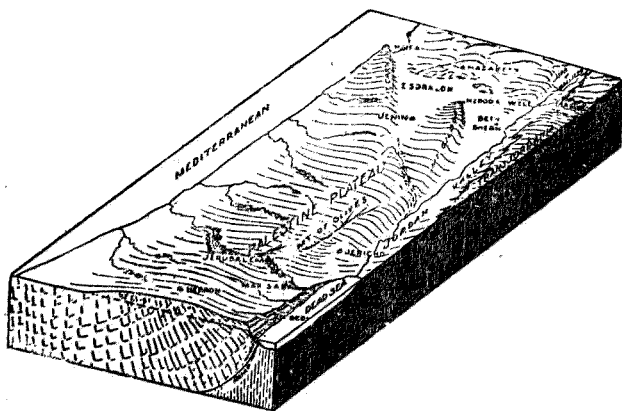


圖 229 死海附近的跳谷

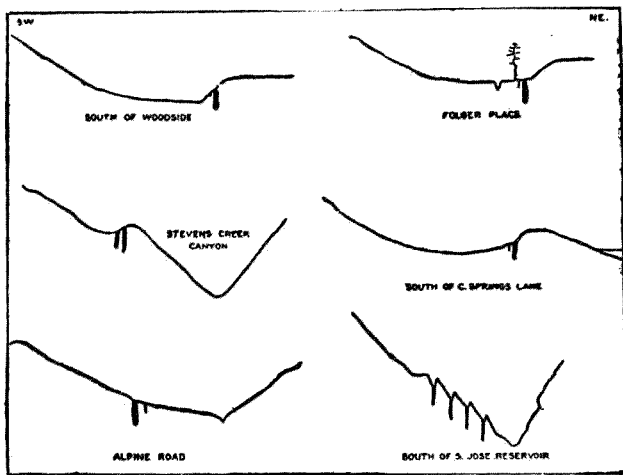


圖 230 加利福尼亞地震時的斷層線與小地形的關係 (California)

報告，都與構造地形之發生發達有密切的關係。

日本地震斷層 (earthquake fault) 最初的正確記載，爲明治二十四年（一八九一）濃尾地震時所生的根尾谷斷層，落差一八尺，延長二五里。往後明治二十九年的羽後地震，明治三十九年的臺灣嘉義地震，大正十二年關東大地震，都有斷層地震的記載。其次大正十五年但馬地震，昭和二年奧丹後地震，昭和五年的北伊豆地震等都連帶發生顯著的地震斷層。其他各國，如一九〇六年舊金山 (San Francisco) 地震的 San Andreas fault，以舊金山爲中心，南北互六〇〇英里的距離，縱斷海陸兩方，其水平移動達二一英尺，但垂直移動卻很微小。紐西蘭的 Grewey Hope valley，當一八八八年地震時，斷層發生了八英尺的高度差。

(25) 地震與地形變化 因地震而起的地形變動，我們所能目覩的，祇其一部分，如地震斷層，不過是地塊一端的現象。地塊真正的運動是要依藉水準、三角測量纔能明瞭的。利用這些調查結果，來考察與現在地形的關係，雖可望論斷地形的發生與發達，但是只憑地塊一端的現象的地震斷層，也可推知地表形態變化的原因。無論地下的狀態如何，露出於伴連水平移動的地震斷層的

地面形狀，多以雁行配列 (echelon arrangement) 的裂罅羣 (fissure) 表現 (第二十三圖、二百三十一圖)。

地震斷層，綿亙數百公尺，生有長大的主斷層線及與此附隨的小支脈，隨着主斷層的活動，又有二次生出小地塊的變位。主斷層運動，可引起附隨的小斷層活動與地震相連的其他現象，即山崩 landslip 的現象。山腹急傾斜面不安定的岩塊，因震動而崩壞。既存的斷層崖等，在許多情形下，為急傾斜面，若震動激劇，於是就發生山崩。山崩的分佈，大體依震源距離而有增減，但在一地方也不免有很大的差異，例如當關東地震時丹澤山塊的山崩分佈，大約與地質構造有密切的關係。



圖 231 加利福尼亞地震時的斷層

