

一些沉積學的方法在區域地形 研究中的應用

王 乃 樑

(北京大學地質地理系)

區域地形的研究不僅包括定性定量的記錄、描述一個地區目前的地表起伏形態，還必須探討、闡述該地區地形的發生和發育過程。只有這樣，我們對該地區地形的認識才算完全。一個地區的地形發生、發育過程也就是構造運動與外營力作用矛盾統一的過程。所以我們追溯一個地區地形的發展史，就必須搜尋一切構造運動與外營力作用變遷的踪跡和綫索。這些踪跡和綫索有時固然直接表現在地表形態本身上，例如：谷中谷的形勢或因地盤間歇性上升，或因氣候條件改變而引起的河谷侵蝕復甦而產生；風口與胡峯灣表示河流曾發生胡峯現象；岸濱的台地表示海岸或湖岸的相對上升運動等等；但是，僅僅依據這些形態記錄常不足以完全肯定過去構造運動或營力的變遷，而必須借助於與這些變遷相關聯的沉積物的內部特徵。僅憑被後期流水侵蝕所模糊了的冰川侵蝕形態來肯定過去的冰川作用常常使人猶豫，然而當我們發現與它相關聯的冰積物時，問題即迎刃而解。追蹤斷頭河中礫石的來源，常能肯定河流胡峯的歷史。發現原屬水平或近似水平的沉積層發生撓曲，則能肯定地盤運動的存在和它的運動方向。沉積物的機械組成、磨耗形態、排列方式暗含着它在幾個侵蝕——沉積的循環中，被什麼營力，如何被那些營力搬運、堆積的歷史。要掌握可以揭露這些歷史的鎖鑰，就必須掌握一些沉積學的方法。

沉積學或沉積岩石學已為地質學中獨立的一門科學；不能要求一個地形學者完全掌握沉積學中所應用的一切方法。選取其中對地形工作關係最密切，並在運用上無多大困難的方法來豐富我們的研究工作，這是絕對必要的。本文所要介紹的是一些處理和分析近代的鬆散沉積物的方法，這在蘇聯和其他外國地形學者們間早已被廣泛應用了。

一. 顆粒分析或機械分析

砂級及砂級以下的顆粒的機械分析必須在試驗室中進行。關於這種分析的方法和操作詳見土壤分析、沉積學實驗手冊等書，此處無庸贅述。礫石級的粗大沉積物標本攜帶不便，其機械分析宜於在野外進行。在野外，可僅帶孔徑 2 毫米至 1 厘米的一套網篩，一個尺。將短徑（亦即礫石的最大寬度）在 2 毫米至 1 厘米間的礫石進行篩選，秤其各級的重量。短徑在 1 厘米以上的礫石即可直接以尺量度其短徑，按預定的粒度級別把它們分組，然後總稱各組的重量，這樣也就可以得出礫石各粒度級的重量百分比。結果可以繪為各級粒度重量百分比的累積曲線圖（圖 1）。

沉積物的機械（或粒度）組成說明些什麼。

（1）它和搬運營力以及沉積環境有一定的聯繫。不同的搬運營力其所能搬運的物質的顆粒大小變動於一定範圍之內。對某些搬運營力而言，這個粒度變動的範圍較小（也就是說分選較好），對另外一些營力而言，則變動範圍較大（分選不良）。就顆粒粗細的分選程度而言，冰積居於一個極端，砂丘的砂居於另一極端；前者分選最差，後者分選最好。在這兩個極限之間的各種沉積物分選情況，一般說，海的沉積優於河流沖積，河流沖積又優於坡積（圖 2）。但是同為一種成因的沉積物，其分選程度仍變動於頗大的範圍之內，這決定於沉積物的物質來源、搬運距離、營力作用強度（與氣候有關）、營力作用時間等等因素。因此，雖然各種沉積物機械分析資料已累積很多了，我們今天尚不能找到一個可以完全確定沉積物成因的機械組成的數據。我們必須以機械組成性質與其他特徵結合起來看，才能判斷沉積物的最後生成條件。

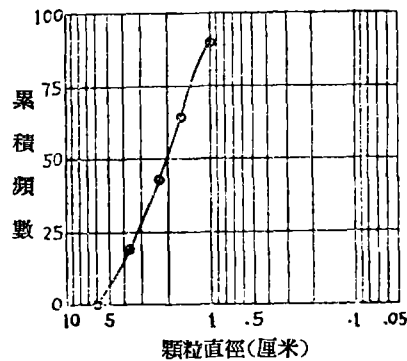
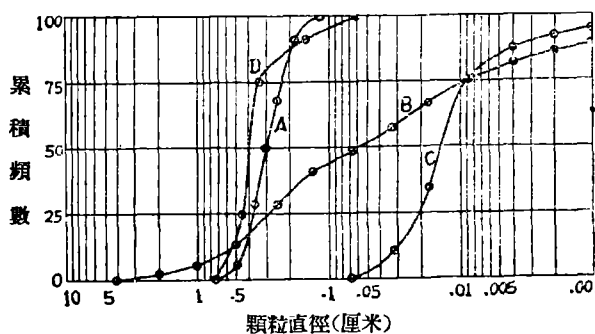


圖 1 礫石機械分析結果繪為累積曲線率例



A. 海灘砂 B. 冰積 C. 黃土 D. 砂丘砂(懷來新月形砂丘)

圖 2 幾種沉積物粒度組成累積曲線率例

（2）已知成因的沉積物的粒度組成，在水平方向上、在垂直方向上的變化，可以

說明搬運、沉積作用在空間與時間上的變化。夏開儒同志^[1]根據沉積物的粒度分析指出黃泛區黃河泛濫時主溜與岸邊的分佈位置,找出廢河槽所在。他又指出“泛區內泛濫平原沉積物往往粗細相間,上下成層。……其原因為:(i)每次泛濫,在同一地點,質地粗者先沉積,較細者後沉積,粘粒須俟秋季、冬季始行沉積。根據循環沉積的次數,可能大概地推測該地歷經泛濫的次數。”

冰水沉積的紋泥,粗細相間成層說明冬夏冰溶水量的變化;海的沉積在垂直方向上由細變粗說明海退現象;山地抬高,其相關沉積物由細變粗;這些都是我們熟知的事實。然而要定量地表示這些沉積物的粗細變化,都必須進行機械分析。

(3) 沉積物的機械組成常與其來源物質的機械組成關聯。黃河在下游段所搬運的物質,其來源主要為黃土,因此黃河下游沉積中的砂粒組成皆以中、細砂為主^[1]。有時某一沉積物顯著地由兩級的顆粒組成,而中間有缺失現象。這只能解釋為其物質來源有兩個,或其物質來源的機械組成即已具有這種特徵。所以憑沉積物機械組成的特徵也是追蹤其物質來源的方法之一。

二. 礫石與砂的形態量計

(一) 礫石的磨圓度

礫石最主要的形態因素就是它磨圓的程度。在許多地質學文獻中對於這個性質都還習慣於用一些定性的描述如:角狀、次角狀、磨圓、次磨圓等等。這樣的描述容易摻入主觀成分,所得記錄無法比較。然而礫石的磨圓度却是一個幫助我們推斷古礫石層的沉積營力,決定礫石的移動方向、佔定其搬運距離的很好的指標。所以定量地表示礫石的磨圓度在區域地形研究中是不可少的。現行表示礫石的磨圓度的方法很多,有的用複雜的儀器,通過繁複的手續才能得出磨圓度的指數來。標本的分析須根據一個原則——那就是既須迅速,又須不失相當的準確性,而大量礫石標本是相當笨重的,最好能在野外處理,所以尤需簡便的分析方法。我們採用的方法即根據這樣一個原則。

我們採用喀約^[2](A. Cailleux)氏量計礫石磨圓指數的方法,他所公式為: $\frac{2r}{L}$; 式中 L 代表礫石的最大長度, r 表示礫石在它基本平面上的最小的曲度半徑。所謂礫石的基本平面是指礫石中包含 L 及 l (重直 L 各平面中的最大長度)(圖3)的平面。 L 的量度用尺或用游標尺皆可; r 的量度可將礫石按其主要平面貼置於畫有同心圓弧的紙板上,移動礫石使其曲度最大處之輪廓恰好與其相應的圓弧符合,該圓弧

之半徑長度即為 r (圖 4)。 r 與 L 應以同一單位計算(厘米或毫米)。如此計算得之磨圓指數數值,當礫石為一理想的球形時等於 1 (事實上是不存在的),一般皆小於 1。為方便計,我們可將磨圓指數乘以 1000, 為了有相當的準確性,在一礫石層中取樣至少要有 100 個,並且取樣應限於一定大小範圍的塊狀的礫石(如石英、石英岩、砂岩、

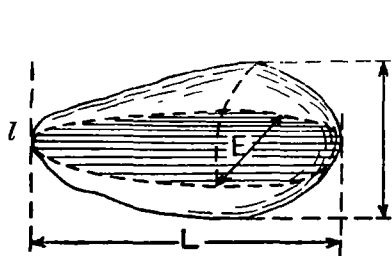


圖 3

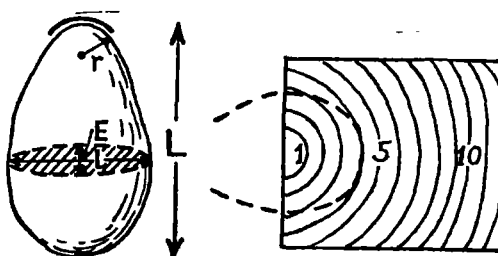


圖 4

灰岩、火成岩、變質岩等等)。不同大小的礫石對於搬運營力作用的反應不同;片狀構造的礫石容易劈裂,影響其磨圓度。依上述取樣的原則,進行磨圓指數量計以後所得數值可以取其中數以代表整個礫石層的磨圓情況,同時亦可根據這些數值畫出磨圓指數的頻率分配圖(圖 5)來表示這種情況。

礫石的磨圓指數決定於: (i) 其搬運營力的性質和作用強度, (ii) 搬運距離, (iii) 礫石的岩性和 (iv) 礫石自它脫離基岩以後所經過的歷史。由於在實驗室中進行各種營力磨耗礫石過程的實驗是幾乎不可能的,而在野外觀察中我們又很難把上述各因素分別孤立起來進行比較,因此今天尚無法僅憑礫石的磨圓指數來判斷某一礫石層的成因。從過

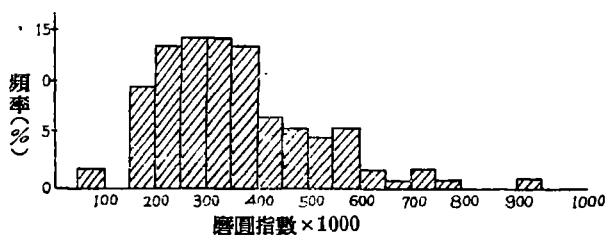


圖 5 礫石磨圓指數頻率分配圖率例

去文獻對於各種成因的礫石的定性的描寫中,我們已知道海濱礫石磨圓度一般高於河成礫石,河成礫石高於冰碛礫石,而冰碛礫石又高於坡積的岩片或岩塊。喀約氏研究礫石多年,他的結論是:當礫石的磨圓指數按上述公式計算,求得中數超過 $500/1000$ 時則海成是肯定的,在 $500/1000$ 以下則海成、河成或其他成因都是可能的^[3]。特里卡爾^[4](J. Tricart)氏根據喀約氏的方法研究各種成因的礫石得到結論說:河流搬運距離對礫石磨圓度的影響只在 4—5 公里的範圍之內,過此以後,礫石磨圓度即無顯著增高,因為那時磨圓的趨勢與破碎的趨勢達於平衡。他認為在同為河成的礫石中的磨圓度的差別主要是由河流磨耗強度的差別所引起。後者由河流的縱坡與水文特徵

所決定。河流的水文特徵以及礫石在搬運過程中的破碎作用都是氣候的表現。所以他認為分析礫石磨圓度的地理的分佈,可以幫助我們弄清楚不同氣候下各種營力的磨耗作用。貝爾脫瓦^[5] (L. Berthois) 氏研究現代海濱礫石發現磨圓指數最高的礫石分佈在恰位於平均潮線以上的地方。

就今天已有的礫石磨圓度研究的結果來看,我們至少可以說礫石磨圓度的量計和分析工作與沉積物其他特徵的研究相結合時,在多數情形下可以幫助確定:古海濱的界限、沿岸流的方向,古河流的流向、其作用強度等等。

(二) 風成礫石的形態鑑別

一般熟知多稜石是風成的,但是僅憑多稜一個特徵來鑑別風成礫石是不夠的,因為冰川磨耗的礫石也常有多稜的形態。風成與冰成多稜石不同之處在於:前者稜脊更為鮮明挺直,稜脊之間的面磨耗的更為光滑,且常有一個面顯然未經磨耗(伏臥地上的面)。

風成礫石的稜線最少為一,也可以有好幾個,稜線的數目可能受礫石原始形態的影響,並非完全表示盛行風向轉移的次數。

在風成礫石的面上,可能有許多凹坑。凹坑的最初成因或為溶蝕或為撞擊破裂,但一經風的磨耗,這些凹坑即具以下特徵:(i)凹坑的邊緣異常光滑;(ii)凹坑向盛行風方向延長;(iii)延長後的凹坑兩端不對稱,一端坡陡,較深陷,一端坡緩,漸與礫石其他部分混合。較深陷之一端即為風來的方向。

依據礫石的這些風蝕特徵,再結合砂粒的風蝕形態,即可肯定某一砂礫層堆積時的風的強烈作用。西歐當第四紀時屬冰川邊緣的地帶的沉積中即普遍有此痕跡^[6,7]。

(三) 礫石的扁平度指數

礫石的扁平度指數可以根據下列公式計算^[3]:

$$I(\text{扁平度指數}) = \frac{L+l}{2E},$$

式中 L, l 所代表者已見前文; E 為垂直於 l 平面上的礫石最大厚度(圖 2)。在礫石為完全球形的假定條件下, $L=l=E$, 扁平度指數即等於 1。實際上,這個數值永不會達到的。在一般情形下,扁平度指數皆大於 1; 礫石愈扁薄,此數值愈大,但多不超過 4。

在量計礫石的扁平度指數時,我們也應選取至少 100 個大小大致相同、非薄片構造的礫石。量計得的 100 個數值,選其中數以代表全體,並畫出各級扁平指數的頻率分配柱狀圖來。所以要選擇非薄片構造的礫石,是因為那種礫石由於本身構造的原

因,不經磨耗即已扁平,當然不能和原來為塊狀經過磨耗才變得扁平的礫石一起比較。

正如同磨圓度指數一樣,礫石的扁平度指數的絕對數字並不能即用以確定搬運營力的性質。但是相對而言,經海浪磨耗的礫石,其扁平度顯然大於河水或其他營力搬運的礫石。因為海浪所搬運的礫石,其搬運距離大、時間長者,扁平度亦必然較大。這個根據可以幫助我們確定古海濱礫石沿岸漂移的方向。

布蓋(J. Pouquet)氏在北非發現河成礫石的扁平度在乾燥地區亦可達到海成礫石的扁平度,因為在乾燥地區流水多成片狀,其磨耗方式頗接近於海濱波浪的磨耗^[8]。

(四) 砂粒的形態量計

直徑在 1 毫米左右的粗砂粒,在其形態上亦充分反映搬運營力的性質及其作用強度與時間。定性地來說,經過風力長期搬運的粗砂粒磨圓度很高,近於球形,並且砂粒表面有很多小麻點。這是因為在風力的搬運下,砂粒不斷互相撞擊,被撞擊機會最多的地方自然是最尖凸的地方。所以長期被風搬運的粗砂粒尖角都已消失,成為圓形。砂粒面上的麻點是無數次撞擊中留下的斑痕。這種現象所以在直徑近於 1 毫米的粗砂粒上最為明顯,因為這種砂粒運動時動量大,易因撞擊而磨耗;細的砂粒則動量小,撞擊時不易耗損。

水流或波浪搬運的粗砂粒因有水膜作為砂粒間的緩衝,所以磨耗的程度次於風力搬運的砂,多半只是失其稜角而已,並不成圓形。它們之中少數磨耗程度較高的也可以磨得很圓(如在河床上壺穴中所發現者),但表面光滑,沒有麻點。一般說,海砂的磨光程度高於河砂,河砂高於坡積或就地風化未經移動的砂。

上述的概括結論只能應用在由同一種母岩產生的、同屬於一個世代的砂粒。從古砂丘膠結而成的砂岩風化而來的砂粒,即使未經任何營力搬運,其磨圓度也可能高於久經現代營力搬運磨耗的砂粒。不過無論如何,當我們看到圓麻的砂粒在某一砂層中所佔比例極高時(超過 30%),我們可肯定地說,不管組成該砂層的砂粒曾經過那些複雜的歷史,其最後的搬運與堆積的營力當為風力無疑。當我們看到稜角已失、表面磨光的砂粒時,我們可以說它們最後的搬運與堆積營力是流水或波浪。這些根據再加上與營力聯系的砂粒的其他特徵(如分選情況、排列方式等等),終究能夠幫助我們確定砂層的堆積營力的。

分析統計砂粒的形態可在高倍的(最好放大 40 倍)雙管放大鏡下進行。將砂粒

置於塗黑的載物台上，在強烈的反射光線下（以顯微鏡用燈斜射砂粒上）觀察之。每一標本（事先經過篩選，知道其顆粒大小）觀察至少一百顆粒，統計圓麻、磨光（稜角已磨圓，表面光滑）、未磨耗（仍有鋒銳稜角）顆粒所佔的百分比。以此分析統計的結果作為依據再來比較所遇到的砂層，才能具體看出它們歷史的差別來。

三. 礫石的岩性與砂的礦物組成的分析

遇到礫石層應當注意其組成岩石的種類及風化的情況（風化多半是在礫石堆積以後進行的）。關於礫石層的岩石種類，應統計至少一百個礫石中的各種岩石的出現頻率，這樣才能定量且準確地說明礫石層的岩石組成。這個數據可以幫助說明礫石的來源問題，可以確定搬運礫石的古河流或海流的流向。

1964 年中國科學院地理研究所組織的涇河流域地形調查隊^[9]，發現涇河的最大支流馬連河自寧縣至其源頭分水嶺為止，河谷內黃土層以下皆有砂質灰岩與石英岩的礫石。這種岩石在該河流域範圍內未見任何露頭，該流域內只見白堊記砂頁岩。在馬連河源頭分水嶺以北，地面即不見白堊紀岩層，而只見礫岩與紅砂的互層。紅砂厚 20—30 米，礫岩厚 1—2 米。礫岩層走向北 40° 東，傾斜 40° 北西，礫石完全成次角狀，由石灰岩、石英岩組成。調查時未確定礫岩層與紅土的層位關係。上述事實證明今日馬連河谷內所見砂質灰岩與石英岩礫石，係古馬連河礫石堆積重新被侵蝕的結果，而至少在黃土期以前的古馬連河的流域範圍遠較今日為大，後來在今分水嶺處地層有向西北傾掀的運動，以致馬連河流域範圍縮小成今天的規模。

同一調查隊在隴東邢縣南約 40 公里的永壽梁脊頂（海拔 1,500 米）發現包含花崗岩、石英岩與片麻岩的礫石層。在邢縣，同樣成分的礫石層沿涇河及其支流河谷分佈，出露於沖積紅土層以下。在六盤山區，涇河河源谷地內亦發現同樣成分的老礫石層。這些礫石成分都不是本區的物質。據此可以推斷：在紅土堆積以前，古涇河流域範圍亦較今日為大，以後因六盤山的新運動，源頭乃被截斷。永壽梁的抬高也是該礫石層堆積以後的事。

關於砂的礦物組成，具有代表意義的不是它的輕礦物（比重小於 2，如長石、石英等）部分，而是它的重礦部分。自砂樣中分選出重礦部分，再作塗片於偏光顯微鏡下觀察等，手續相當繁複，不擬在此敘述。要指明的是砂的重礦組成特徵是幫助我們對比岩層、追蹤其分佈、推溯其來源的最好的依據。知道了那一砂層是那一種岩石露頭被侵蝕的結果，也就可以憑該砂層的年代來確定與其相對應的岩石侵蝕面的年代了。

有人認為某些地區的黃土是當地岩石風化的產物，並非由風自遠處搬運而來。要證明這個假說，最好的辦法就是分析該黃土中的砂粒的重礦組成，用以和附近的岩石的重礦組成比較。

蘇聯學者 И. Д. 謝德列茨基與 В. П. 阿納涅夫也正憑藉了礦物組成的分析(包括粗粒、細粒部分輕重礦物的全面分析、鑑定)肯定了甘肅省平涼、環縣、榆中等處的黃土是由風沈積的，因為這三個地點相距很遠而其黃土的礦物組成非常近似，顯然出自同一來源^[10]。

四. 沉積層的構造

這是一個過份龐大的課題，它應包括沉積物堆積時的原始排列方式及以後因地殼運動或外力擾動(如冰川的推擠作用，冰凍、解凍在土層中所引起的特殊構造等等)。沉積學、構造地質學都以大量的篇幅討論這些問題，在這裏自無必要也不可能來重述。我們僅要強調一點，即地形學者不但應熟習這一方面的研究成果，利用這些成果，並且自己也應參加到這個研究工作中去。依據沉積層的內部構造，常能確定其搬運能力的種類(如交錯層理之為河流沉積現象；分選不良，不具層理的泥礫層之為冰積特徵等等)。依據河流沉積平行傾斜層的傾斜方向，可以確定古河流的流向，沉積物在一定介質中有一定的堆積靜止角。明確了這種關係，再以之衡量已知成因的鬆散沉積層的目前傾斜角度，可幫助我們辨認新構造運動的幅度和方向。

五. 結 語

區域地形研究的任務不但要忠實、準確、定性、定量地記錄、描述這一地區的地形現狀，而且要闡述這個地形的發生、發育過程。地形的發生與發育過程的揭露僅憑地表的侵蝕形態分析是不夠的。其活生生的歷史常具體記錄在因侵蝕而產生的沉積層中。要想揭露沉積層中所保留的歷史，就必須應用一些沉積學的方法。本文並不能詳盡說明任何沉積學的方法，只是想藉幾種沉積學的簡單方法為例，來說明在區域地形研究中沉積學的方法是如何必要而已。

參 考 文 獻

- [1] 夏開儒, 1953. 豫東賈魯河流域黃泛沉積. 地理學報, 19 卷 2 期。
- [2] Cailleux, A., 1947. L'indice d'éroussé—Définition et première application. *C. R. S. Soc. Géol. de France*.
- [3] ———, 1945. Distinction des galets marins et fluviaux. *B. S. G. F.*, 15, 375-404.

-
- [4] Tricart, J., et Schaeffer, R., 1950. L'acquisition de l'indice d'éroussé des galets sous l'effet de l'action de l'érosion. *Revue de géomorphologie dynamique*, No. 4.
- [5] Berthois, L., 1950. Méthode d'étude des galets. Applications à l'étude de l'évolution des galets marins actuels. *Rev. de Géomorphologie dynamique*, No. 5.
- [6] Cailleux, A., 1936. Les actions éoliennes periglaciaires quaternaires en Europe. *Bull. Soc. Géol. de France*, (5) VI,
- [7] Wang, Nai-Liang, 1951. Lithologie et paléogéographie du plioquaternaire détritique de la Basse-Loire. *Rev. de Géomorphologie dynamique*, No. 5.
- [8] Pouquet, J., 1950. Aplatissement des cailloux calcaires fluviatiles. *Rev. de Géomorphologie dynamique*, No. 3.
- [9] 報告未發表。
- [10] 謝德列茨基, И. Д., 阿納涅夫, В. П., 1954. 華北黃土的礫物成分和風成沉積。地質學報, 34 卷3 期。