

喀斯特地貌与地下水

江 潔 源

喀斯特(karst)是南斯拉夫和意大利交界的狄納爾斯基山區西北部的喀斯特高原的名字,那裏各式各樣的石灰岩地貌是很著名的,因此“喀斯特”便成爲專指这种地貌的名詞,搞水文地質工作的人是常常和喀斯特地貌打交道的。喀斯特的地下水是最大的。許多礦坑的突然湧水和淹沒,生命財產的損失都与喀斯特地貌有關。喀斯特地貌變化多端,地下水出沒無常,在喀斯特發達的地方,常常看到这是泉,那也是泉,地下河川時隱時現。这些都是搞水文地質的人应当注意和研究的。

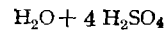
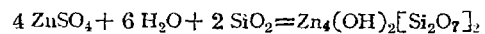
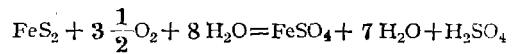
一、喀斯特地貌的分佈 常常發生喀斯特地貌的岩層大都以石灰岩、白雲岩、大理石、石膏、白堊、鉀鹽、岩鹽等爲多,其中尤以石灰岩最顯著。由於各時代沉積的岩石或多或少都含有上列的岩層性質,所以它的分佈範圍很廣。我國最著名的喀斯特地貌地區,有廣西的桂林、馬平、廣東的肇慶。在苏联則有列寧格勒、克里米、高加索等地。

二、喀斯特地貌受外營力所起的變化

a. 物理變化: 石灰岩沉積時,原是呈薄層狀或厚層狀的水平岩層,結構緻密,無裂縫及溶洞,不透水。後因日變律及年變律的影響,溫度發生差異而使其開始破裂。日變律和年變律的大小是隨緯度的高低及距海洋的遠近而定的,緯度愈高,離海洋愈遠則變化就愈大。我們都知道在溫度低的時候,岩石體積收縮,溫度高的時候體積膨脹,在頻頻脹縮的過程中,便引起岩石本身的破裂。其中在可塑性弱的岩石中其變化率更大。在零度下,裂縫中的水因結冰而脹大也是以岩石破碎。因此我國愈靠西北部的石灰岩節理就愈發達。硬度較大的結晶灰岩比硬度較小的泥質灰岩節理發達,含雜質的石灰岩比純的石灰岩要發達。此外由於各種岩石的膨脹係數不同,在互相擠壓時亦發生破裂。

b. 化學變化: 石灰岩自有裂縫以後,地表水即沿裂縫滲入;水中的氧與碳酸鈣起化學作用後便溶解。尤其是含有二氧化碳、有機酸,和硫酸根的水更容易溶解碳酸鹽類。二氧化碳的來源是由腐爛的植物,它隨地下水滲入到深處把石灰岩溶解,當地下水再流出地面時因壓力減小,便從水面冒出二氧化碳的氣泡

來。這些氣泡,我們可以收集起來加以試驗。硫酸根來自石灰岩中的各種硫化物,常見的是含黃鐵礦最多的下層及岩石破碎的地方例如:



我們知道在硫化物、腐殖質、降雨量及流量愈多的地區,石灰岩就愈易溶蝕。因此我國南部多雨潮濕的和植物繁生的地方,便是喀斯特地貌發育最良好的地區。

就石灰岩的性質來看,純石灰岩最易溶蝕,泥質灰岩較難溶蝕,因爲泥質灰岩對酸類所起的作用小,泥質灰岩即使全部被風化,也不過變成了無孔的黏土,加上薄膜水引力的愈緊密,便成爲一層很好的不透水層,因此在純石灰岩與泥質灰岩的互層中,雖然石灰岩已被溶蝕成地下水道,但泥質灰岩還完整地成爲隔水層。

三、喀斯特地貌受內營力所起的變化

石灰岩 在當初沉積的時候是成水平的,已如上述,它沒有裂縫,並且在沒有被河流切割或風化侵蝕之前,地面水是無法侵入的。後來因受內外營力的影響,破壞了原來岩石的結構,地表水便有機會侵入。

傾斜 由於造山運動使地層一端上升或下降較快,他端上升或下降較慢,因而造成了傾斜地層。上部因受風化及流水的切割,打開了地面水侵入的通路,同時傾斜的斜坡有利於水自上向下滲流的机会,故在單斜層的下坡常有承压水。

斷層 斷層所形成的陡崖,易爲地表水所切割和侵入,斷層角礫帶成了蓄水庫(但在極緻密的熱水填充的斷層則例外),垂直錯動易使含水層變位,水平錯動使蓄水帶變大。

褶曲 在背斜的軸部因受長期的風化和夷平作用,透水岩層的露出便成爲補給地下水的通路。在向斜軸則可成爲地下水積聚的水庫,當褶曲、斷層、拗曲等形成時又產生了構造、張力等節理,也成爲了地面水侵入的通路。再者,在完整的不受破壞的背斜也常爲承压水的通路。

地層上升 地下水在石灰岩中溶蝕，最上部最容
易侵蝕，漸下則漸減，至侵蝕基準則變為更緩，約可
分為四帶（見附圖）。

a 帶：最高地下水位（雨季）與最低地下水位（乾
季）之間。水的循環快，經常補給溶解劑如有機酸，
溶於水的二氧化碳，硫酸根等，因此最容易被溶蝕成
空洞。

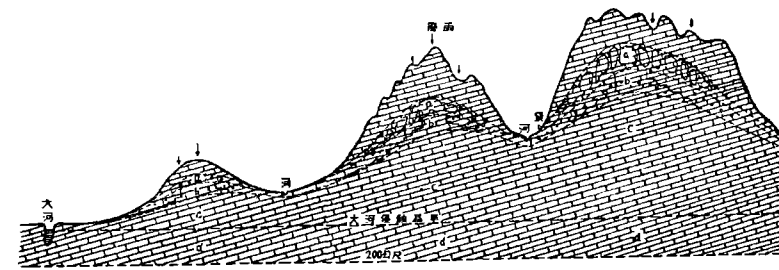
b 帶：自最低水位至當地侵蝕基準以下一百公尺
之間。水的循環較慢，溶解劑補給不豐富，所以溶蝕
較慢，溶洞裂隙比上層相對地減少。

c 帶：自當地侵蝕基準以下一百公尺至大區域侵
蝕基準。這帶侵蝕力更弱，只有較寬的裂隙，在 c 層
以下，溶解劑如氧及二氧化碳等當通過 a、b、層的氧
化帶時，由於碳酸鹽類及氧化礦物的形成，差不多已
把它消耗完了，有機酸也減少了，所以溶蝕較弱，但
硫酸根倒隨深度而增加。a、b、c 三帶均在侵蝕基準
以上，故稱為空洞裂隙帶。

d 帶：大區域侵蝕基準以下。這帶只有更微小的
裂隙，而且其深度只限於 200—500 公尺之間，更下
則裂隙就很少了。

因此，當地層上升時，a、b、c、d 各帶位置就相
對地向下移動，如是侵蝕更向下發展了。

地層下降 由於地層的下降，即將 a、b、c、d 各
帶的位置相適應地向上移動，這樣也就縮短了侵蝕深
度。所以下降地層氧化帶較淺，常在侵蝕基準以下找
到空洞，在茶陵潛水沉降盆地就有這種空洞出現，這
些空洞在未沉降以前即已形成。因為地層的下降，所
以出現在現在侵蝕基準以下。



a — 最高地下水位（雨季）與最低地下水位（乾季）之間，溶蝕最利害；b — 自最
低地下水位至當地侵蝕基準以下 100 公尺，微有斜坡，溶蝕漸弱；c — 自當地侵
蝕基準以下 100 公尺至附近大河侵蝕基準，為溶蝕界限；d — 自大河侵蝕基準以下
200—500 公尺，為一般地下水界限

四、喀斯特地貌的發展 地下水自上而下地向石
灰岩侵蝕，除分為四帶以外，還可根據石灰岩地區的
河流上源、河流中部、和河流下部等來劃分不同的侵
蝕區域。

河流上源 常為寬廣宏偉的高山帶，當地下水在
a 帶侵蝕時，最先是石灰岩的層面滲進，而後開拓
和逐漸擴大，因層面沉積時原有小間斷，易成節理，
抗水力弱，所以水就先從這裏滲進，經過不斷開拓而
漸成空洞，後因地層上升，水便向 b 帶下蝕，找到新
的水的通路。由是 a 帶便成為無水空洞了。這時大的
水流已不在這裏經過，只有在雨季時才有小部分的水
滲過空洞並帶來風化物把空洞填塞。由於較大的水流
不由這層通過，故無力將風化物沖走，所以常常發現
空洞有被土充填的現象。a 帶形成乾的空洞以後仍然
發展擴大，因空洞內溫暖的水蒸氣碰到冷的岩壁便結
成潮濕的水珠，也能溶解石灰岩岩壁。至於溶體的石
灰岩質則被流水帶走了，如高加索的采爾契克—克爾
（Цорчк-Коль）湖每天就可以帶走溶蝕的石灰岩 35—
50 立方公尺。乾燥的殘餘石灰質則造成了許多離奇
古怪的石鐘乳和石筍。洞窟原是被岩石掩蓋的，經過
若干億萬年的夷平作用後，洞口外露了，於是就成了
今日我們所看到的很多石灰洞窟，這種大規模的洞窟
在河流的上源發現最多。

b 帶給水找到新的通路以後，即成了 a 帶的發展
途徑。因地層上升的關係，而更向下蝕，使水在 c 帶
找到了新的通道，這樣 b 帶便成了無水乾洞，我們看
見石灰岩洞窟之所以常成多層狀，就是這個道理。也
就是說由於地層的上升，把 a、b、c、d 四帶向下移，這
樣在地層不斷上升，地下水不斷地向下侵蝕溶解的作
用下，便造成了大規模的洞窟、天然井、天然橋、
溶崖、溶斗、溶道等特殊的喀斯特地貌。溶道即是地
下川。溶斗即是吞沒地表水的孔洞。岩洞最長的有北
美洲的瑪蒙斯岩洞，長約 250 公
里。我國著名風景區的岩洞都是這
樣形成的，最著名的有桂林七星
岩、茶陵潛水觀音洞。均在河流上
源。

石灰岩區的河流上源的地貌多
成峭峰、陡壁、峽谷懸崖，多包氣
帶下降泉，泉水多由風化破碎帶
的裂隙流出，溫度不高，水量常很
大，也有少數上升泉（係地下水經
過傾斜的飽和水層而流出）或斷層
泉，水溫和水压較高。石灰岩的水
一般無色無臭，微甜，硬度較大。

河流中部的喀斯特 山嶽地帶已不如上源那麼
宏厚寬廣了，外貌的石林及內部的洞窟的規模較上
源小，但溪流比上源大。河床下切很深。當洪水期，
許多喀斯特岩洞都被夷平，出現了小區域的平原地

帶，但仍然有一部分殘餘的、小巧的岩洞作為遊人欣賞的風景區，如廣東肇慶七星岩，杭州烟霞洞、八卦山等便是。這裏也常有地下川。

河流下部的喀斯特下流原也有喀斯特岩洞，但一般都被洪水夷平，成了石灰岩的小丘，因受洪水的洗刷，所以外表比較平滑，無特別崎嶇的石林，岩石外露的百分比較大，土壤覆蓋已不多，山的相對標高不大，這裏的 a、b、c、d 各帶的厚度相對地減小了，在侵蝕基準以上即使溶蝕也不厲害，只有緩慢的沉降現象。a 帶被既縮減，因而洞穴也不大。大冶及廣西石龍大琳鄉的均在石灰岩區域的河流下部，在大冶坑洞所見的溶洞，最大的不到一公尺寬。這樣的洞穴因石灰岩的抗壓性強，支架得起在外面的壓力，所以不會塌陷，也沒有溶斗。在石龍大琳鄉地下也沒洞穴，河流下部的喀斯特因為接近侵蝕基準，因而也沒有發現地下川，但是下蝕趨勢仍然有的。河流的河床下切很深。有很多冬乾的河床。乾河床的地下水位並不低於附近大河的水面。

五、喀斯特地貌的含水性、透水性、與補給區

每個地區的含水性與該地段對侵蝕基準的相對標高有很大關係，a. 相對標高最高的部分即分水嶺部分。裂隙很大，四邊沒補給區，孔隙中沒有充滿水，所以含水性也最小；b. 分水嶺的下坡孔隙已比上部減少，但因有上部的補給，所以含水性較大；c. 盆地底部和山谷中間，孔隙雖然更減少，但有四面山上的水補給，含水性仍最大。如果附近有大河、湖、池切斷岩層水路與礦區連接，那麼含水性就更大了，因此在地貌圖上要區別出來。石灰岩的裂隙溶洞導水性一般是很好的，不透水的泥質灰岩、緻密灰岩等則例外。

六、喀斯特地貌的地下水

a 層地下水 該層相當氧化層的上部，在河流上、中部空洞很大，地表水多被溶斗空洞所吸收，流入該層下部，在山谷的底部或盆地邊緣的洞穴或裂隙中成大泉流出。這層自山頂往下，常常達數百公尺才到地下水水面，有岩石掩蓋部分便是地下川，溫度比當地的常溫帶的溫度稍高，因為洞穴很大，沒有充滿水，均有自由水面，不是承壓水。例如灤水的活龍潭泉。

有個別地區，受該層補給的泉井，如果補給區是孤立山，補給不豐富，雨季雖然湧水很大，但到冬季便乾涸了，成為歇泉，歇泉的水一般是受 a 層水補給的，例如大琳鄉九岩老井。

b 層地下水 該層相當氧化帶的下部，空洞比 a 層減少，水溫較高，水質礦化程度增加。在灤水盆地的河床下 30—60 公尺處常發現很多空洞，水仍然向底

部流動，上部有些被黏土掩蓋了，或者孔隙小，也可能有承壓水。因為洞穴大，所以在補給水源不旺的地區，就難把水充滿。

c 層地下水 該層沒有大的空洞，只有比較寬的裂隙，很容易為水所飽和，地下水運動成層流狀，尤其在河流下部的低山區，最易瞭解清楚。承壓水多在此層。水壓、水溫、水質礦化程度都比 a、b 層高。形成承壓水的主要條件是含水層的頂底板都是不透水層。地下水是垂直運動的，遇到不透水層後因受阻而向傾斜面成水平發展。

d 層地下水 該層位於大區域侵蝕基準以下或海平面以下 200—500 公尺，該層只有最小裂隙，微量的水向壓力較小的地面或河谷冒出，裂隙愈深愈減少，一般受海平面以下 200—500 公尺的限制，再深就幾乎沒有了。但也有個別是例外的，有些地方在海平面 1000 多公尺以下還得到水，這也許是由於該層是沉降地層，在沉降前就有裂隙，故在沉降後仍可蓄水。

水源埋藏深度的探測 先用最高最低溫度計，在夏季分別在多处直井及鑽孔內測量溫度，分 5、6、7、8、9……（公尺）等深度測至 60 公尺，在冬季也同樣進行測定。這些冬夏不變溫度的深度即為常溫帶。每若干深度增高 1°C 的公尺數，即為增溫率。從所要測驗的泉或井中測定水溫，再取得當地該月的氣溫平均溫度即可以依普通水文地質（A.M. 歐維奇尼柯夫著）第 35 頁的公式求得水溫埋藏深度。

水壓的探測 根據水的埋藏深度及含水層剖面圖，即可找出補給區的位置。水源由補給區供來，經過地層中的阻力磨擦後，水壓已較補給區的高度為低。測水壓可採用接管法，檢驗水湧至若干高度，或用水壓表驗看有幾個大氣壓力，每個大氣壓力相當於十公尺的水壓。

水量的測定 用三角堰或流速儀，根據水量的大小及附近含水層的規模即可判斷補給區的大小和遠近，水量愈大的補給區愈遠，如果每晝夜超過 600—800 噸時，必與地表水有關。水量遞減即水量有限，水量增加即有新水源加入。

各含水層靜水位的測定 在石灰岩區的河流上源，靜水位是很深的，常有打至三百多公尺的鑽孔還是漏水，這說明還未到地下水水位，因為靜水位以下是不會漏水的。而後用三點法便可以知道水的流向了，由是水從何處來到何處去，水量水壓的大小都可以知道了。