

青藏高原喀斯特的若干问题*

王富葆

(南京大学大地海洋科学系)

提 要 青藏高原灰岩出露面积不广,但具多种成因的喀斯特形态。现代山区的石峰等是由寒冻风化和冰川作用所形成,属冰缘冰川喀斯特;高原内部的许多洞穴及其堆积物,以及东南部的丘陵洼地等由溶蚀侵蚀作用所形成,属古喀斯特;高原内部和边缘地区,在钙华或河成钙华形成中,生物残体仅起凝结核作用,喀斯特泉物理化学性质的变化起决定作用。因此青藏高原兼有在现代气候条件下和古气候条件下形成的喀斯特。

关键词 青藏高原 冰缘冰川喀斯特 古喀斯特

青藏高原的喀斯特自崔之久等^[1]提出以来,已引起有关学者^[2-7]的注意,他们曾对高原喀斯特形态作过论述,并认为:目前所见的石峰等系第三纪热带亚热带喀斯特残留物,又借以说明高原的上升时代。杨逸畴^[8]则认为,高原喀斯特是在特定地质构造条件下,经强烈物理风化作用、差异侵蚀剥蚀作用形成的一种岩石构造地貌,并称之为高山喀斯特地貌。M. M. 斯威婷(Sweeting)^[9]却称其为西藏型喀斯特,它由寒冻风化作用所形成。

现就青藏高原喀斯特的某些问题作如下论述。

一、新生代以来高原环境的变化

青藏高原西起帕米尔高原,东迄横断山,南抵喜马拉雅山,北界昆仑山—祁连山。它幅员辽阔,地势高亢,平均海拔4000米以上,面积达240万平方公里。

现代高原气候严寒,环境极其复杂,而形成历史并没多久。

早第三纪始新世中期以前,高原南部仍为特提斯海所据。徐仁^[9]认为,当时冈底斯山西部气候炎热多雨。高原中部伦坡拉盆地迪欧组 and 牛堡组孢粉组合^[10]所反映的气候与高原南部的气候相似;而高原北部和东部气候干热,沉积了一套红色碎屑岩,四川理塘热鲁组植物化石群^[11]便是例证。

距今5500万—4200万年的喜马拉雅运动才使青藏高原全部成陆;而周围山地及帕米尔高原尚未崛起,直到中新世早期,喜马拉雅山南麓的堆积物仍来自南部的印度地盾,塔里木盆地西缘西昆仑山东麓尚被残留的古地中海所据^[12]。

距今3300万—2000万年的构造运动才使高原周围山地开始隆起。在高原南部,造山作用强烈,并呈现代地貌格局的雏形;冈底斯山—念青唐古拉山南麓中新统植物化石群^[13-16]显示,中新世早期仍为热带亚热带气候,中后期气候已趋温凉。北部的柴达木盆

* 国家自然科学基金资助项目。

1) Sweeting, M. M. et al., 1989, Karst in Tibet.

本文改回日期: 1991-02-10.

地气候较为干燥。在横断山区,当时气候温暖湿润,森林密布,这时属重要成煤期之一。

上新世早中期,高原南部和东部气候明显转暖转湿。如唐古拉山南麓布隆三趾马动物群中的大唇犀 *Chilotherium*、低冠竹鼠 *Brachyrhizomy*、三趾马 *Hipparion*^[17],以及孢粉化石中一定数量的山核桃 *Carya*、少量的罗汉松 *Podocarpus* sp.、雪松 *Cedrus*、棕榈 *Palmae*^[18]等都是喜湿热环境的动植物,喜马拉雅山北坡吉隆盆地上新统下部地层中含大量喜暖的苔藓和蕨类植物^[19],这说明当时喜马拉雅山的高度尚不足以阻止印度洋气流的北上。但至上新世晚期,高原气候开始分异,西部和北部变干,出现石膏沉积;而东部和南部仍较温暖湿润,直到更新世初期。如唐古拉山与昆仑山之间长江源头和澜沧江源头广大地区曾几度被针阔混交林或针叶林覆盖^[20-22],不过气候已出现干湿和冷暖交替。

阿图什组和高原上几个上新世一早更新世剖面的古地磁测定^[23-25]结果显示,距今240万年前后,高原进入强烈上升阶段。中更新世以来上升速度进一步加快,并从此进入了现代环境的形成阶段,后经多次冰期间冰期气候交替,最终塑造成现代地貌格局。

青藏高原现代环境既具水平地带性,又具垂直地带性。

高原内地势平坦,具水平地带性,气候干燥严寒:改则和那曲间(31°22'—32°50'N, 84°25'—92°03'E)六个气象台站资料统计结果表明,平均海拔4640米,年均温-2.1℃,极端最低气温-55.0℃(改则),极端最高气温63.4℃(那曲),年降水量302毫米,相对湿度48.4%,年均风速3.7米/秒,大陆性高原气候显著,寒冻风化作用十分强烈。

高原边缘由山地环绕,东南部和横断山区夏季风影响较大,降水丰沛,河流纵横,岭谷高差悬殊,自然垂直带谱明显:林线(海拔3800—4300米)以上的高山寒带和冰雪带内,寒冻风化作用和冰雪作用强烈;林线以下,河流的侵蚀作用和生物化学风化作用占优势。

高原北部和西部的昆仑山区,年降水量数十至二三百毫米,自然垂直带基带为山地荒漠,整个山区现代地貌外营力以物理风化作用和风蚀作用为主。

由上可见,新生代以来,高原南北地貌的发育过程不同:高原中部和北部的地面长期遭剥蚀夷平作用,南部造山运动强烈,现代地貌的形成时间较年轻,地貌营力多样。再则,高原的不断上升,自然环境的不断变化,地域分异就越来越明显。与此同时,地貌营力也在不断改变,塑造出不同的地貌形态,由此高原地貌呈现“多层性”。由于地貌结构的复杂化,致使人们对某些自然现象认识不一,如各家对青藏高原喀斯特认识的分歧属之。

二、喀斯特形态类型及其特征

青藏高原灰岩出露面积较小,并呈条带状分布。在北部,东昆仑山和可可西里山有一条中上古生界厚层结晶灰岩带,其中阿其克库勒湖以南(36°45'—37°05'N, 88°20'—89°40'E)出露面积较广,约3000平方公里。在中部,自北向南:改则—索县—丁青一线以北的唐古拉山,安多—比如县雅安多,以及日土—革吉—申扎—纳木湖,三地各有一条灰岩带,北带以出露三叠系灰岩为主,中带以侏罗系灰岩出露面积最广,南带以出露白垩系灰岩为主。在南部喜马拉雅山区,灰岩的出露较为零星。这种出露面积不大而呈带状分布的灰岩,在一定程度上限制了喀斯特的发育,然而仍见多种成因的喀斯特形态。

(一)由溶蚀侵蚀作用形成的喀斯特形态

1. 溶窝和溶纹

高原各地的灰岩表面常见到由雨水打击溶蚀成的呈窝状小坑,以及顺坡形成的溶纹,前者称溶窝(照片1)¹⁾。

溶窝成蜂窝状,直径1.5—3.0厘米,深1.0—2.5厘米,蜂窝间具尖突或石脊。

溶纹一般与溶窝伴生,其在倾斜岩面上呈平行或羽状细纹,在平坦岩面上呈不规则脑纹,宽一般2.0—4.0厘米,深2.0—3.0厘米,长数十至百厘米许,纹间为锯齿状刃脊。如拉萨西郊德龙堆庆北侧小山和安多北山等地所见。

溶窝和溶纹在我国南方灰岩表面上普遍可见,形成迅速,是现代溶蚀作用的产物。

2. 丘陵洼地

在高原东南部的横断山区中部海拔2600与3700米左右两级夷平面上,丘陵、洼地和漏斗的组合是最主要的喀斯特形态。如川西盐源盆地的北侧和西侧,滇北丽江与白汉场间的分水岭地带、鹤庆西侧和中甸一带所见。

盐源盆地周围分布有两级喀斯特夷平面:1)海拔2600米左右夷平面,分布于盆地北侧和西侧,喀斯特形态以裸露或半裸露缓丘和半覆盖洼地、漏斗为主,其次为半裸露石芽,坡地上和洼地内有较厚的红土风化壳发育,并可见到上新统-下更新统盐源组超覆于红土风化壳之上的接触关系;2)海拔3400—3700米夷平面,分布于盆地西侧,喀斯特形态以大型丘陵洼地为主,落水洞也较发育,宛如鄂西的鄂西期夷平面上的喀斯特形态。

白汉场—丽江县城间分水岭上的丘陵、洼地被红土覆盖,洼地间均见落水洞,东侧的拉石海盆地实为一坡立谷,地表水经盆南成伏流而入金沙江。

中甸县那帕海也为一大型坡立谷,谷地底面海拔3270米,地表水经西端7个落水洞进入地下,至中甸水电站处流出,伏流长约8公里,落差640米。

任美镛^[26]指出,我国的喀斯特夷平面、峰林大多形成于第三纪,在第三纪古气候条件下所发育,但经受过现代营力改造。因此它们既是古喀斯特,又是现代喀斯特。盐源盆地的高一级喀斯特夷平面可能形成于早第三纪,低一级喀斯特夷平面可能形成于晚第三纪中新世至上新世早期,因为该级夷平面边缘被上新统-下更新统盐源组覆盖。

(二)由寒冻风化作用和冰川作用形成的喀斯特形态

青藏高原灰岩出露区几乎都能见到孤立的或连座的石峰、石柱以及石墙等。它们多分布在高山寒带内,并与岩屑坡或岩屑锥伴生,共同构成石峰与岩屑坡的组合。这些与冰缘作用有关的喀斯,称冰缘喀斯特。其形态有如下各种。

1. 石墙

砂页岩中的灰岩夹层抗寒冻风化作用能力较强,因此常突出于砂页岩层之上,形成顺走向延伸的墙状石脊,称之为石墙。如定日县遮普诺山坡和安多以北等地所见。石墙进一步风化后,便成大小不等、参差不齐的石柱、穿洞等。如青藏公路1450公里里程碑及昌都达拉麻山等处所见(照片2)。

2. 石峰和“峰林”

1)本文照片见刊末图版1。

这是冰缘喀斯特形态中分布最广的,多在山坡上,高度一般小于 30 米,峰体大小不一而岩石裸露,峰顶尖锐。定日县遮普诺山、拉萨西郊水泥厂附近、安多北山、唐古拉山和阿其克库勒湖南岸、贡嘎山九海子山及云南德钦县白马雪山垭口(28°30' N)等地均可见到典型的石峰和“峰林”。

石峰的形态与其发育阶段有关:发育初期为连座式锯齿状石峰(照片 3),形似“石芽”,地面基岩裸露,如班公错东岸所见;发育中期为塔状石峰,形似“峰林”,如拉萨西郊(照片 4)和安多北山所见,峰间及坡脚已被岩屑覆盖,形成石峰、“峰林”与岩屑坡组合;发育晚期渐变成孤峰,峰间和坡麓全被岩屑覆盖,多见于高原北部和西部(照片 5)。

石峰和“峰林”的规模与岩性有关:较纯厚的灰岩中规模就大。如阿其克库勒湖南岸泥盆系灰岩中的石峰规模就小,而石炭系灰岩中的石峰规模就大。

以上各种冰缘喀斯特形态的分布下限有一定的海拔:横断山区 4000—4300 米,高原内部大多在 4500 米以上,拉萨西郊等处可抵 3800 米左右。下限附近的年均温 2—3℃,局部地方可达 6℃;下限以上地面温度的日较差大,一般达 40—50℃。如安多(海拔 4800 米)地面极端最高温度 > 56.0℃(1966-06-21,24),地面极端最低温度 -41.3℃(1968-01-17)。由此岩石表面冻胀破裂强烈,所产生的岩屑在重力或融冻泥流作用下向山麓运移,形成岩屑坡。与砂页岩相比,灰岩成分较单一,结构致密,抗寒冻风化能力较强,得以保存上述各种冰缘喀斯特形态。

由上可见,冰缘喀斯特形态主要由寒冻风化作用所形成,且不同纬度的形态相似,不具纬度地带性。如德钦县白马雪山垭口至阿其克库勒湖南岸,乃至帕米尔高原塔什库尔干河上游的冰缘喀斯特形态均相似,但随地貌部位和发育阶段的不同而略有差异。

关于石峰和“峰林”的形成时代,前人^[2-6,27]作过论述,并认为:石峰、“峰林”是第三纪热带亚热带喀斯特残留物,属古喀斯特。其实这类形态既见于高原内部的夷平面上,也见于大理冰期的 U 谷谷壁上及现代冰川的边缘,因此其形成时代不久,目前仍在形成中。

至于冰川喀斯特,则与冰川作用有关。其典型形态是洞穴,见于高原北部中昆仑山南翼的鲸鱼湖北岸(照片 6)。在由灰岩组成的冰川边缘的冰溜面、冰斗后壁和新冰期 U 谷谷壁上可见许多大小洞穴。与常态溶蚀灰岩形成的洞穴不同,这类洞穴由冰川两侧的冰内融水溶蚀侵蚀灰岩岩壁而成,顺谷地延伸,长数米至十余米,洞宽、洞高均不大,大多呈槽状,洞壁光滑,无钙质沉淀。

(三)洞穴与其他古喀斯特形态

某些研究者在否定高原上的石峰、“峰林”这类古喀斯特形态后,又忽略了高原上的其他古喀斯特形态。其实青藏高原的古喀斯特形态除前述的高原东南部丘陵洼地外,高原内部的许多洞穴及其堆积物属之。

高原内部各地灰岩壁上的洞穴大多由溶蚀侵蚀作用形成,属古喀斯特。这些洞穴分布的方位和高度不一,没有明显的成层性,洞口大小不一,大多呈圆形或扁平形,少数呈不规则形,深度一般在 10 米以内,长则达数十米。

日土县多玛区多阁则拉及寺穿洞,长 40 余米,洞内有高近 20 米的大厅,洞底有大规模崩塌堆积物及钙华堆积。

东昆仑山阿其克库勒湖东南 30 公里的羚羊洞及其周围几个洞穴几乎被方解石及红色含钙土层充填。羚羊洞发育于二叠系灰岩中,海拔 4600 米,高出地面约 25 米;洞口高 5.0 米,宽 12.5 米,深 > 12.0 米;其左下方与竖井相连,竖井上宽 7.0 米,下宽 5.0 米,深 > 8.5 米,被方解石充填;洞内有短而粗的石笋、成层方解石夹红土及边石、流石堆积。

拉萨一曲水公路西侧大佛洞洞穴堆积物的粘土矿物中,高岭石含量达 80 % 以上。这说明形成这些洞穴堆积物时的环境较当今的环境好得多。

高原上的多数洞穴缺少化学沉积,且洞壁较光滑。其原因在于:1. 这些洞穴原先形成于饱水带内,经后期地壳急剧抬升,灰岩遭受强烈剥蚀而迅速出露地表;2. 灰岩出露面积较小,第四纪中期以来气候又较干燥,地下水作用不强,化学充填物便很少。

关于洞穴的形成时代,章典¹⁾采自定日、拉萨和安多等地洞穴内的 13 个碳酸钙样,用铀(U)系法测定结果表明,6 个样的时代距今 35.0 万年以上,1 个样距今 150.0 万年以上,时代最新的距今约 5.6 万年,大佛洞内碳酸钙样的时代距今 34.0 万年。由此青藏高原的灰岩洞穴除部分由现代崩塌及风蚀而成外,大多属古喀斯特。

(四)喀斯特泉与钙华堆积

高原上的灰岩区,常出露流量较大的喀斯特泉,并伴生大量钙华堆积。

1. 喀斯特泉

在高原内部,较大的喀斯特泉为数不少。如老定日北阴曲右岸的新德泉,流量 0.6—0.8 立方米/秒;定结县莎尔以东出露于喜马拉雅山北坡古生界至中生界灰岩中的泉群,总流量 > 1.2 立方米/秒;出露自奥陶系灰岩的聂拉木县亚里泉,流量 0.5 立方米/秒;阿其克库勒湖东南岸的泉群出露自泥盆系灰岩,最大流量 0.6 立方米/秒。在高原边缘,出露自灰岩的喀斯特泉则更多。如滇北的中甸县白水台,川西北的松潘县黄龙寺、二道海、扎嘎和南坪县九寨沟支流日则沟源头等。日则沟源头的泉水,流量 0.7 立方米/秒^[28]。

阿其克库勒湖区位于木孜塔格峰东北,属多年冻土区。当地气候干燥而寒冷,年降水量仅 50—100 毫米,而湖泊东南岸却有流量 10—60 升/秒的喀斯特泉群出露,这说明目前当地地下喀斯特作用仍十分强烈,地下通道较为发育。

2. 钙华堆积

规模较大的钙华堆积有:西藏聂拉木县亚里泉华、安多以北青藏公路 1451 公里里程碑一带的钙华滩和钙华台地,川西北的南坪县九寨沟、松潘县黄龙寺、二道海和牟尼沟、黑水县卡隆沟等处的河成钙华,滇北的中甸县白水台钙华台地及河成钙华、丽江盆地现代水稻土下的钙华层等。

1) 钙华的成因

目前对此有多种说法。钙华的生物成因是一种较有影响的说法。70 年代初 M. M. 斯威婷^[29]作过专门论述,并将具生物构造的生物型钙华叫石灰华(tufa)。张英骏^[30]认为,瀑布表面的钙华由负压-气泡爆炸作用所形成。杨汉奎^[31]将河成钙华分成三类,即:毛细管浓缩而堆积的灰华,液面增大蒸发而堆积的灰华,以及深潭水体浓缩而堆积的灰华。

黄龙寺和白水台等地确实见:以树叶、树干等为核心的钙华堆积,显微镜下还见大量

1) 章典, 1989, 西藏石灰岩洞穴堆积的 U 系年代。

硅藻及其他藻类,但钙华的堆积还是与水中二氧化碳逸出有关,决不是生物作用产生二氧化碳而增强水体侵蚀能力的结果。生物残体仅在碳酸钙的沉淀过程中起凝结核作用。

野外所见,凡有较大的喀斯特泉出露,就往往有规模不等的钙华堆积。如黄龙寺钙华滩源头,东侧水流由地表水补给,无现代钙华堆积,所见的钙华呈褐色,属以往的堆积物;西侧水流则由泉水补给,泉口以下便出现浅黄色的现代钙华堆积,并正以 5.2 毫米/年的速度将明代石塔埋没。二道海钙华堆积始于珠珠泉,泉口以上河水(pH 值达8.2)虽流经灰岩区,但无钙华堆积。类似现象还见于九寨沟和牟尼沟等。显然钙华的形成与泉水直接有关。

各地喀斯特泉泉口处的 pH 值 5.8—6.3,在离泉口不足 50 米处则 pH 值即升至 7.9—8.2,并开始堆积钙华。由此说明:(1)喀斯特地下水含大量侵蚀性二氧化碳,具强烈的侵蚀能力,利于形成地下通道;(2)喀斯特地下水出露后,因减压使水中的二氧化碳迅速逸出,pH 值剧增,碳酸钙达到饱和状态而淀积,逐渐生成钙华,其间生物仅起凝结核作用。

2) 钙华堆积的年代

国外有人认为,中欧的石灰华现在不再堆积,只有在湿热的全新世中期,才可能产生大量堆积^[32],因此把石灰华堆积作为一种气候地层标志。然而在我国川西北钙华的¹⁴C 年代研究中,并未发现这种情况。川西北大多数钙华形成于全新世,但各钙华堆积体的形成时代并不一致(附表)。

附表 川西北钙华的¹⁴C 年代

Table The ¹⁴C ages of sinter in north-west of Sichuan Province

采样地点	样号	样品	距今(年)	树轮校正年代(年)
扎如沟沟口	ND 87026	钙华中的木头	250±70	295±80
日则沟高瀑布	ND 87028		2140±70	2125±80
诺日朗瀑布下	ND 87029		2310±70	2320±80
诺日朗瀑布上	ND 87030		2210±130	2205±140
牟尼沟后寺台地	ND 87031		5700±90	6360±190
牟尼沟后寺台地左侧公路边	ND 87033		7320±100	—
二道海沟口	ND 87034		2460±75	2715±120

牟尼沟后寺台地至沟口的钙华主要形成于全新世中期,现代钙华的堆积速度甚慢,并限于扎嘎高瀑布以上河滩。二道海的钙华堆积目前已基本停止,但距今 2640 年左右整条沟谷堆积有与黄龙寺、九寨沟相似的钙华滩、海子等。九寨沟钙华堆积的极盛期出现在距今 2200 年前后,黄龙寺钙华目前正处于堆积的极盛期,卡隆沟与二道海情况大体相似。

由上可见,就某一条沟谷来说,钙华堆积时期可划分出极盛期、衰退期和停止期,但在整个地区就难以划分。钙华堆积主要与喀斯特泉的物理化学性质变化有关。

综上所述,可归纳如下几点:

1. 青藏高原在一定海拔(3800 米以上)处出现有类似我国南方的“峰林”,它们由灰岩遭寒冻风化作用和重力作用所形成,石峰、“峰林”与岩屑坡成组合,属冰缘喀斯特。
2. 冰缘喀斯特的形成时代不久。大多数石峰和“峰林”形成于晚第四纪以来。

3. 青藏高原第三纪(特别是早第三纪)具有热带亚热带气候,这对喀斯特发育有利。此后地壳强烈变动,致使中新世以前的喀斯特形态,特别是正形态已破坏殆尽。

4. 高原上的古喀斯特以洞穴及其堆积物为主。洞穴主要形成于中更新世及距今 100 万年以前,也有形成于晚更新世以来的,这仅见于湖边及河流低阶地后缘。

5. 钙华主要形成于全新世中期以来,由喀斯特泉物理化学性质迅速发生变化而成。

参 考 文 献

- [1] 崔之久等,1975,珠穆朗玛峰地区的喀斯特,珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1966—1968),现代冰川与地貌,科学出版社,第 169—179 页。
- [2] 李吉均等,1979,青藏高原隆起的时代、幅度和形式的探讨,中国科学,(6),第 608—616 页。
- [3] 崔之久,1979,青藏高原的古喀斯特,自然杂志,2(9),第 550—551 页。
- [4] 崔之久,1981,青藏高原的岩溶,中国地理学会一九七七年地貌学术讨论会文集,科学出版社,第 123—133 页。
- [5] 崔之久,1981,古岩溶与青藏高原抬升,青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题,科学出版社,第 40—51 页。
- [6] 徐叔鹰,1981,应用地貌分析法探讨唐古拉山地区隆升的时代与幅度,青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题,科学出版社,第 64—77 页。
- [7] 马孝达,1981,西藏中部奇林湖北岸的岩溶地貌,地质论评,27(3),第 274—276 页。
- [8] 杨逸畴,1985,对西藏喀斯特地貌的疑议,喀斯特地貌与洞穴,科学出版社,第 39—48 页。
- [9] 徐仁,1981,大陆漂移与喜马拉雅山上升的古植物学证据,青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题,科学出版社,第 8—18 页。
- [10] 王开发等,1975,根据孢粉组合推论西藏伦坡拉盆地第三纪地层时代及其古地理,地质科学,(4)第 366—374 页。
- [11] 郭双兴,1986,四川理塘始新统热鲁组化石植物群特征及按属的历史,横断山考察专集,2,北京科学技术出版社,第 66—70 页。
- [12] 康玉柱,1987,塔里木盆地中新世岩相古地理与油气关系的探讨,中新世地质学讨论会论文集,地质出版社,第 365—377 页。
- [13] 向余庆,1988,罗布莎群地质特征及印—雅缝合带陆相第三纪地层对比,西藏地质,(1),第 32—46 页。
- [14] 章炳高,1984,西藏地层,科学出版社,第 373—378 页。
- [15] 耿国仓等,1982,西藏第三纪植物的研究,西藏古生物(五),科学出版社,第 110—125 页。
- [16] 李浩敏等,1977,西藏南木林中新世植物群,古生物学报,15(1),第 7—17 页。
- [17] 郑绍华,1980,西藏比如布隆盆地三趾马动物群,西藏古生物(一),科学出版社,第 33—47 页。
- [18] 吴玉书等,1980,青藏高原三趾马动物群化石地点孢粉组合及其意义,西藏古生物(一),科学出版社,第 76—82 页。
- [19] 郑亚惠,1983,吉隆盆地沃马组孢粉组合,西藏第四纪地质,科学出版社,第 145—152 页。
- [20] 孔昭宸等,1981,从昆仑山—唐古拉山晚第三纪、第四纪的孢粉组合讨论青藏高原的隆起,青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题,科学出版社,第 78—88 页。
- [21] 唐领余等,1976,青海昆仑山垭口盆地第四纪湖相沉积孢粉组合及其意义,中国科学院兰州冰川冻土沙漠研究所集刊,第一号,第 106—119 页。
- [22] 唐领余等,1976,青藏公路清水河 203 米钻孔孢粉组合及其意义,兰州大学学报(自然科学版),(2),第 92—125 页。
- [23] Wang Fubao et al., 1981 The Pliocene and Quaternary environment on the Qinghai-Xizang Plateau, 1. Science Press, Beijing, 231—238.

- [24] 钱方等,1982,羌塘组 and 曲果组磁性地层研究,青藏高原地质文集,4,地质出版社,第121—130页。
- [25] Wang Fubao et al.,1982,The lower boundary of the Quaternary in the Himalayan region in China. Quaternary geology and environment of China,China Ocean Press,Beijing,13—16.
- [26] 任美镛等,1983,岩溶学概论,商务印书馆,第160页。
- [27] 张青松等,1981,青藏高原上新世古地理和高原隆起,青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题,科学出版社,第26—39页。
- [28] 朱德浩,1986,九寨沟风景区和南斯拉夫普里特维采湖泊公园之比较,大自然探索,5(2,总16),第113—118页。
- [29] Sweeting,M. M.,1972, Karst landforms. McMillan, London.
- [30] 张英骏等,1982,黄果树瀑布成因初探,地理学报,37(3),第303—316页。
- [31] 杨汉奎等,1985,贵州河成石灰华的研究,喀斯特地貌与洞穴,科学出版社,第30—38页。
- [32] Jakucs,L.,1977,Morphogenetics of karst regions,variants of karst evolution. Adam Hilger,Bristol,140.

SOME PROBLEMS OF KARST ON QINGHAI-XIZANG PLATEAU

Wang Fubao

(Department of Geo and Ocean Sciences, Nanjing University)

Abstract

1. There are "peak forest" with an altitude above 3,800m on Qinghai-Xiang Plateau, which formed under cryogenic weathering and gravity action of limestone. They belong to periglacial karst and develop accompanied by stone peaks and debris slopes. Most of them have formed since late Pleistocene.

2. Tertiary (especially early Tertiary) of Qinghai-Xizang Plateau, with tropic and subtropic climate, is favourable to development of karst. And then crust strongly changed, so that karst before Miocene was destroyed.

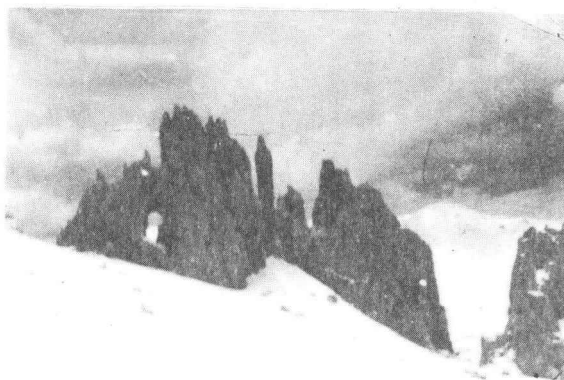
3. In this region, paleokarst is mainly represented by cave and its deposits. Caves were mostly formed in middle Pleistocene, and a few of them in late Pleistocene (being at the edge of lake or the back fringe of low terraces along the rivers).

4. Sinter has mainly formed in Holocene due to rapidly changing of the karst spring in physical and chemical characters.

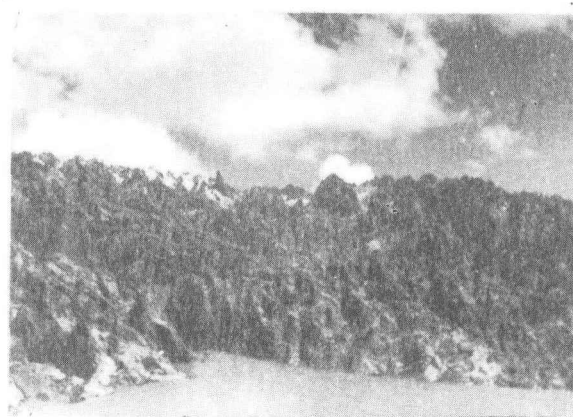
Key words Qinghai-Xizang Plateau, periglacial karst, paleokarst



照片 1 溶窝(右)及溶纹(左)。拉萨西郊德龙堆从北侧小山,海拔 3800 米左右



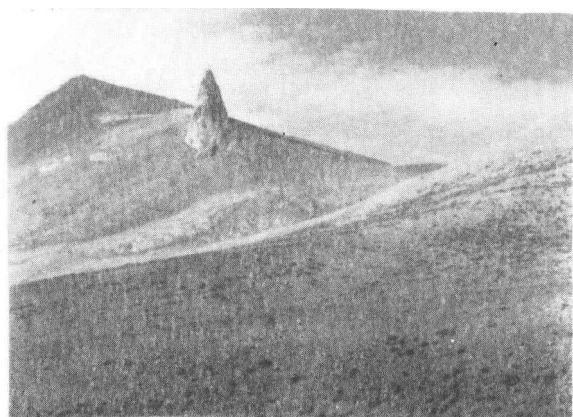
照片 2 冰缘喀斯特形态——石墙、石柱及穿洞。昌都达拉麻山,海拔 5000—5200 米



照片 3 连座式锯齿状石峰(“石芽”)。班公错东岸一扎布,海拔 4600—5000 米



照片 4 塔状石峰(“峰林”)。拉萨西郊,海拔 3800 米



照片 5 石笋状孤峰。东昆仑山阿克库勒湖东南 30 公里,海拔 4700 米左右



照片 6 冰川喀斯特形态——洞穴。中昆仑山南翼的鲸鱼湖北岸,海拔 5100—5200 米