



## 青藏高原古岩溶的性质、发育时代和环境特征

作者: 高全洲 等

青藏高原目前多处所见岩溶地貌主要属第三纪古岩溶之地下部分经后期剥蚀而出露于地表的。风化壳红土和洞穴次生化学沉积等古岩溶相关沉积也多以残留形态出露在已经发生解体的高原主夷平面的南和东南缘。风化壳红土中所含粘粒部分的主要化学成分为SiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>和Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 粘土矿物多属“伊利石-高岭石”型组合, 少数样品属“高岭石-伊利石”型组合。据硅酸系数和粘土矿物组合判断, 古岩溶风化壳红土的发育阶段处在化学风化的初期, 但由于目前所见红土仅反映当时风化壳剖面根部的化学风化状况, 故其较弱的风化指数仍能间接指示古岩溶发育时期湿热的地表环境。扫描电镜观测结果亦表明, 风化壳红土中石英砂的表面结构特征以化学溶蚀形成的为主, 机械侵蚀形成的为辅, 反映了高原风化壳红土的长期残留特征, 对应风化壳发育时期的湿热环境。

青藏高原古岩溶的性质、发育时代和环境特征 高全洲<sup>1</sup>, 崔之久<sup>2</sup>, 陶贞<sup>1</sup>, 刘耕年<sup>2</sup>, 洪云<sup>3</sup> (1. 中山大学地理学系, 广州 510275; 2. 北京大学城市与环境学系, 北京 100871; 3. 国家环保局, 北京 100035) 摘要: 青藏高原目前多处所见岩溶地貌主要属第三纪古岩溶之地下部分经后期剥蚀而出露于地表的。风化壳红土和洞穴次生化学沉积等古岩溶相关沉积也多以残留形态出露在已经发生解体的高原主夷平面的南和东南缘。风化壳红土中所含粘粒部分的主要化学成分为SiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>和Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 粘土矿物多属“伊利石-高岭石”型组合, 少数样品属“高岭石-伊利石”型组合。据硅酸系数和粘土矿物组合判断, 古岩溶风化壳红土的发育阶段处在化学风化的初期, 但由于目前所见红土仅反映当时风化壳剖面根部的化学风化状况, 故其较弱的风化指数仍能间接指示古岩溶发育时期湿热的地表环境。扫描电镜观测结果亦表明, 风化壳红土中石英砂的表面结构特征以化学溶蚀形成的为主, 机械侵蚀形成的为辅, 反映了高原风化壳红土的长期残留特征, 对应风化壳发育时期的湿热环境。关键词: 古岩溶; 风化壳红土; 化学风化; 第三纪; 夷平面; 青藏高原中图分类号: P931.5 虽然近数十年来关于青藏高原在晚新生代期间的抬升过程和抬升模式等方面的研究已取得了令人瞩目的成就 [ 1-5 ], 但关于高原抬升之前这块辽阔的中低纬地域的自然环境性质却研究较少, 而且已有的少量研究还存在着颇多争议 [ 6-10 ]。这个阶段性迅猛抬升的而且现在仍是全球新构造抬升速率最快地区之一的由多个地块复合而成的年青高原 [11-12], 它在迅速崛起之前是何种性质的山水气象? 这个问题长期以来一直吸引着众多地貌和古地理学者 [6-18]。这个问题对于了解青藏高原的环境演变历史是个关键。发源于青藏高原的许多大河, 无论是化学侵蚀量还是机械侵蚀量, 均在全球居于前列 [19]。全球过半的入海泥沙产自青藏高原及其周边地区的流域侵蚀过程 [20]。强烈的侵蚀过程导致高原东部在抬升前发育的原始地貌面荡然无存。然而, 也正是因为高原短暂的地质抬升史, 才使得高原内部至今仍存在一些溯源侵蚀未及或始及地区, 这些面积或大或小的老年期地貌面多见于高原的中西部地区 [12]。这种古地貌面及其相关沉积的客观存在使得探索青藏高原抬升前的古环境特征成为可能。尤其是一些逐渐被揭露出来的古岩溶及其相关沉积, 更是赋存着丰富的古地理和古环境信息 (图1) [21, 22]。1 夷平面解体、古岩溶及相关沉积的出露从总体上说, 新构造运动使青藏高原作整体式的块状抬升 [1], 尽管高原内部的许多山地亦存在显著的断块式差异升降 [12]。在构造抬升的背景下, 现代水系在高原的周边地区发生溯源侵蚀。在高原东和东南部现代外流水系的源区, 主夷平面已经沿河谷的两侧发生支解。当以碳酸盐岩地层为主地区的主夷平面开始支解后, 便逐渐揭露出形态复杂的岩溶地貌。由于青藏高原约10%的面积出露碳酸盐岩地层, 故上述古岩溶地貌分布较广。如在唐古拉山脉中段的南坡、现代怒江水系上源的安多北山一带 (属妥尔久山, 图1), 这种在逐渐被破坏的夷平面边缘出露的古岩溶及其相关沉积的地貌结构特征最为明显 [22]。在过去数十年的野外考察中, 在青藏高原的许多地区均发现了与安多北山景观类似的与现代气候条件很不相称的各种形态的岩溶地貌 (图1) [15]。这些外貌峥嵘的地貌形态并非直接来自第三纪古岩溶的地上部分, 而是来自地下部分的后期剥蚀暴露, 并且经过了第四纪期间不同程度的寒冻风化破坏 [16]。溶蚀洞穴、风化壳红土以及洞穴次生化学沉积则为古岩溶过程提供了确凿证据。岩溶洞穴次生化学沉积保存了当时的环境和年代信息, 是研究过去环境变化的良好信息载体 [23]。多个洞穴生方解石晶体的裂变径迹年代测定结果表明, 高原古岩溶过程主要发生在7~19 Ma BP间 [21]。2 古岩溶风化壳红土的环境记录红色风化壳是长期湿热气候的产物, 可以发育在各种类型的基岩上。除上述的洞穴次生化学沉积外, 青藏高原主夷平面所削切的石灰岩地区亦保留着呈根状、条带状和囊状分布的红色风化壳残余。在高原古岩溶区的8个不同地点共采集了34块风化壳红土样品 (图1, 表1), 对粒径在1000 μm以下的部分作了粒度分析; 筛取粒径在2 μm以下的粘粒部分作了化学元素 (X-射线荧光光谱法) 和粘土矿物分析 (X-射线衍射法); 筛取粒径介于100~250 μm的石英颗粒作了扫描电镜分析 (SEM)。为了对比, 也在东部现代岩溶区采集了一些风化壳红土样品, 并同时作了上述项目的分析。2.1 粒度组成粒度分析结果表明, 青藏高原风

化壳红土粒径从1000  $\mu\text{m}$ 到0.5  $\mu\text{m}$ 分布较为均匀, 并且, 多数样品的胶体部分(粒径 $<0.5\mu\text{m}$ , 也是本项研究粒度分析的下限)含量高(表2)。如DW-4和DE-2号样品, 胶体部分质量分数分别达到67%和85%(图2)。21个高原风化壳红土样品(在34块样品中除去安多剖面上部的5个样品、定日东山剖面上部的4个样品和定日西山的4个样品, 因为它们被外源沉积物混入)胶体部分平均质量分数为43.7%。上述21个典型高原风化壳红土样品的粒度频率曲线均呈现自1000  $\mu\text{m}$ 到0.5  $\mu\text{m}$ 间近似平直分布, 不存在明显的斜率突变段(图2a)。这反映了风化壳红土的典型粒径特征。DW-1, DW-2, DW-3和DW-4等样品显然在后期受到较粗颗粒的混入。在粒度频率曲线125-500  $\mu\text{m}$ 间斜率突然增加(图2b中的折线), 反映了这种后期混入的颗粒以细砂为主要成分。即使如此, 这4个样品的胶体部分的平均质量分数仍达到46.45%。为了对比风化壳红土的粒度特征, 将高原古岩溶区的红土样品和其他现代岩溶区的红土样品, 按照砂、粗粉砂、细粉砂、粘粒和胶粒5个粒级进行统计, 列于表2。从表2可以看出, 高原风化壳红土基本符合石灰岩蚀余红土的粒组均匀、粒度偏细、胶体颗粒含量较多的特征。但有些样品由于外源物质的干扰, 存在混入粒组。除定日西山剖面的4个样品外, 安多北山剖面上部5个样品的粒度频率曲线在30-125  $\mu\text{m}$ 间的陡增(图2b中的实线), 反映了后期以细砂和粗粉砂为主要粒组的沉积物的混入。这些混入粒组对应风成沙和粉尘物质的优势粒组, 极有可能与高原在第四纪期间的风沙、大气降尘[24]及发生在近地表的融冻扰动过程有关。

2.2 化学元素组成元素分析表明, 青藏高原风化壳红土中(34块样品)粘粒和胶体部分的主要化学成分为 $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 和 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 3种氧化物的合计质量分数(扣除烧失量)变化于89.70%-94.49%间, 平均为92.23%; 其次为 $\text{MgO}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{TiO}_2$ 。其余各项氧化物的质量分数均在1.0%以下。硅酸系数( $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 摩尔数比值)一般在2.85-3.68之间(表3)。从安多剖面和定日东山剖面上下层位红土的对比看, 后期混入沉积物对残积红土的地球化学性质产生了一定程度的影响, 表现为硅酸系数的略微升高。青藏高原风化壳红土和现代岩溶区的蚀余红土相比, 硅酸系数普遍偏高。事实上, 即使是现代溶蚀过程, 蚀余红土的化学风化强度也是自剖面顶部向底部逐渐减弱的。风化壳的发育是一个漫长的表生地质过程。残积红土的地球化学性质受多种因素制约, 如风化壳所在的地理位置、发育阶段, 以及在剖面中所处的层位等。关于湿热地区风化壳剖面上部和下部风化程度的差异, 一般认为, 随着风化前锋不断向下延伸, 母岩将逐渐被分解为细粒物质; 同时, 残留在风化前锋之上的已经形成的风化物质继续接受后期风化过程的改造, 结果使剖面自下而上风化程度逐渐加强[25]。目前青藏高原的红土为古岩溶发育时期风化壳底部和根部物质的残留, 随着夷平面的解体逐渐被揭露出地表。这种红土所反映的风化强度要低于剖面发育时的风化强度。

2.3 粘土矿物组合分析结果表明(表4), 多数风化壳红土的粘土矿物组合属“伊利石-高岭石”型, 少数属“高岭石-伊利石”型。绿泥石含量仅次于高岭石。蒙脱石含量甚微, 多数样品为痕量级。一般来说, 化学风化蚀余物质中粘土矿物的组合类型将随风化过程的进行而变化。如在海南岛第四纪玄武岩上发育的红色风化壳, 当处在高岭土化阶段时, 粘土矿物以高岭石和多水高岭石为主; 当处在微弱红土化阶段时, 风化壳中的粘土矿物主要为高岭石、云母、三水铝石和针铁矿[26]。粘土矿物的组合形式反映了青藏高原古岩溶区残留红土的发育处于初期阶段。这与常量元素分析的结果相互印证。

2.4 石英砂表面结构特征石英是一种在表生环境下性质稳定的矿物, 但在湿热环境中, 尤其在湿热地区的土壤和风化壳中, 在大量来源于植物和微生物新陈代谢产生的有机酸的参与下, 石英颗粒表面仍然可以发育千姿百态的微观溶蚀形态[27]。这些微溶蚀形态和其他一些机械作用形成的微坑穴等是恢复古环境的重要依据。本次研究从31个红土样品中挑选出200多个石英砂颗粒, 经酸洗和喷金镀膜处理后进行扫描电镜观测。观察到的石英砂表面结构特征主要包括(图3): 磷片状剥落(图3a, c, e, f)、硅质球、针状石英晶体、石英晶芽、溶蚀洞穴、不定向溶蚀沟、定向溶蚀沟(图3e)、蜂窝状溶坑(图3b)、硅质淀积(图3b, d, f)、溶蚀脑纹(图3f)、翻卷薄片(图3f)、裂纹、贝壳状断(图3a)、被后期溶蚀过程修饰的碟形坑(以上各种均为典型的化学溶蚀或淀积形态); 磨光面(图3e)、V形撞击坑(图3a, f)、弧形阶步(图3b)、直形阶步、直线擦痕(图3e)(上述5种为机械侵蚀形态)。青藏高原古岩溶风化壳红土样品的表面结构以化学作用形成的为主, 机械作用形成的为辅。反映了该类红土的长期残留特征, 这些显著的表面化学结构是在晚第三纪岩溶发育阶段经过长期化学风化作用形成的。从石英砂表面结构的时间叠加序列看, 多数样品表现为化学结构上面叠加机械结构(图3b), 但也有在机械结构上面叠加化学结构的。这反映了自晚第三纪以来高原环境变化的复杂性、多代性。

3 结论青藏高原残留的第三纪古岩溶皆是高原主夷面发育时期形成的地下覆盖型岩溶的再暴露形态, 虽历经第四纪期间寒冻风化作用的破坏, 但仍保留下化学溶蚀过程的踪迹。残留的溶蚀洞穴、风化壳红土以及洞穴次生化学沉积等均为晚第三纪高原所在地区发生的湿热风化过程提供了环境证据和年代指示。虽然高原风化壳红土的沉积地球化学性质和粘土矿物组合所揭示的是一种相对微弱的化学风化环境, 但若考虑到风化壳剖面中化学风化程度的差异, 处在风化壳底部和根部风化程度较弱的红土, 仍能从逻辑上映射出风化壳发育时的湿热地表环境。风化壳红土中的石英颗粒表面较多种类的化学溶蚀形态则直接揭示了古岩溶发育时期的化学溶蚀过程。致谢: 参加野外工作的还有李永化博士、伍永秋博士和张叶春博士。裂变径迹年代测定在兰州大学地理科学系完成; 粒度分析和化学分析在中国科学院地理研究所完成; 粘土矿物分析在北京大学城市与环境学系完成; 石英砂表面结构分析在北京大学分析测试中心电子显微镜实验室完成。谨致谢忱。

参考文献(References) [1] Shackleton R M, Chang Chengfa. Cenozoic uplift and deformation of the Tibetan Plateau. In: The Geological Evolution of the Tibetan Plateau. Beijing: Science Press, 1990. 372-383. [Shackleton R M, 常承法. 青藏高原新生代的隆起和变形. 见: 青藏高原地质演化. 北京: 科学出版社, 1990. 372-383.] [2] Shi Yafeng, Li Jijun, Li Bingyuan et al. Uplift of the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau and east Asia environmental change during Late Cenozoic. Acta Geographica Sinica, 1999, 54(1): 10-21. [施雅风, 李吉均, 李炳元等. 晚新生代青藏高原的隆升与东亚环境变化. 地理学报, 1999, 54(1): 10-21.] [3] Sun Honglie, Zheng Du. Formation, Evolution and Development of the Qinghai-Xizang Plateau. Guangzhou: Guangdong Science and Technology Press, 1998. [孙鸿烈, 郑度. 青藏高原形成演化与发展. 广州: 广东科学技术出版社, 1998.] [4] Li Jijun. Uplift of Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and Global Change. Lanzhou: Lanzhou University Press, 1995. [5] Wu Yongqiu, Cui Zhijiu, Liu Gengnian et al. Quaternary geomorphological evolution of the Kunlun Pass area and uplift of the Qinghai-Xizang Plateau. Geomorphology, 2001, 36: 203-216. [6] Cui Zhijiu, Gao Qu

anzhou, Liu Gengnian et al. Planation surfaces, palaeokarst and uplift of Xizang (Qinghai-Xizang) Plateau. *Science in China (series D)*, 1996, 39(4): 391-400. [7] Sweeting M M, Bao Haosheng, Zhang Dian. The problem of palaeokarst in Qinghai-Xizang. *The Geographical Journal*, 1991, 157(3): 316-325. [8] Zhang Dian. A morphological analysis of Qinghai-Xizang limestone pinnacles: are they remnants of tropical karst towers and cones?. *Geomorphology*, 1996, 15(1): 79-91. [9] Zhu Xuewen. The nature of Tibet Plateau karst and the query concerning "relic Fenglin karst". *Carsologica Sinica*, 1994, 13(3): 220-228. [朱学稳. 青藏高原喀斯特的性质及"残余峰林"质疑. *中国岩溶*, 1994, 13(3): 220-228.] [10] Wang F B. Karst in the Qinghai-Xizang Plateau. *Carsologica Sinica*, 1990, 9(3): 277-278. [王富葆. 青藏高原的喀斯特. *中国岩溶*, 1990, 9(3): 277-278.] [11] Dewey J F, Shackleton R M, Chang Chengfa et al. The tectonic evolution of the Qinghai-Xizang Plateau. In: *The Geological Evolution of the Tibetan Plateau*. Beijing: Science Press, 1990. 384-451. [Dewey J F, Shackleton R M, 常承法 等. 青藏高原的构造演化. 见: *青藏高原地质演化*. 北京: 科学出版社, 1990. 384-451.] [12] Li Jijun, Wen Shixuan, Zhang Qingsong et al. A discussion on the period, amplitude and type of the uplift of the Qinghai-Xizang Plateau. *Scientia Sinica*, 1979, 22(6): 608-616. [李吉均, 文世宣, 张青松 等. 青藏高原隆起的时代、幅度和形式的探讨. *中国科学*, 1979, 22(6): 608-616.] [13] Bull P A, Magee A W, Sweeting M M et al. Tibetan cave sediments: an SEM study of clastic deposits from Tibetan palaeokarst. *Carsologica Sinica*, 1990, 9(1): 76-87. [14] Cui Zhijiu, Gao Quanzhou, Liu Gengnian et al. The initial evolution of planation surfaces and palaeokarst. *Chinese Science Bulletin*, 1997, 42(11): 934-938. [15] Cui Zhijiu. Ancient karst and the uplift of the Qinghai-Xizang Plateau. In: *On Problem of the Period, Amplitude and Type of the Uplift of the Qinghai-Xizang Plateau*. Beijing: Science Press, 1981. 40-51. [崔之久. 古岩溶与青藏高原抬升, 见: *青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题*. 北京: 科学出版社, 1981. 40-51.] [16] Cui Zhijiu, Hong Yun, Chen Huailu. The new discovery of the palaeokarst research on Qinghai-Xizang Plateau. In: *Formation and Evolution, Environmental Changes and Ecosystem in the Qinghai-Xizang Plateau*. Beijing: Science Press, 1995. 120-125. [崔之久, 洪云, 陈怀录. 青藏高原古岩溶研究的新进展. 见: *青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究*. 北京: 科学出版社, 1995. 120-125.] [17] Zhang Qingsong, Zhou Yaofei, Lu Xiangshun et al. Discussion on the modern uplift rate of the Qinghai-Xizang Plateau. *Chinese Science Bulletin*, 1991, 36(7): 529-531. [张青松, 周耀飞, 陆祥顺 等. 现代青藏高原上升速率问题. *科学通报*, 1991, 36(7): 529-531.] [18] Peng Buzhuo. Characteristics of clay mineral composition in the speleothem on Xizang Plateau and its palaeogeographic meaning. *Mountain Research*, 1992, 10(3): 148-154. [彭补拙. 青藏高原洞穴堆积物的粘土矿物组合特征及其古地理意义. *山地研究*, 1992, 10(3): 148-154.] [19] Galy A, France-Lanord C, Derry L A. The strontium isotopic budget of Himalayan rivers in Nepal and Bangladesh. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63(13/14): 1905-1925. [20] Milliman J D, Meade R H. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *J. Geol.*, 1983, 91(1): 1-21. [21] Gao Quanzhou, Cui Zhijiu, Liu Gengnian et al. The fission track ages of the cavernous recrystalline calcites in Tibet Plateau and their geomorphologic significance. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2000, 20(3): 61-65. [高全洲, 崔之久, 刘耕年 等. 青藏高原洞穴次生方解石的裂变径迹年代及地貌学意义. *海洋地质与第四纪地质*, 2000, 20(3): 61-65.] [22] Gao Quanzhou, Cui Zhijiu, Liu Gengnian et al. Late Cenozoic karst landforms on Qinghai-Tibet Plateau and their evolution. *Journal of Palaeogeography*, 2001, 3(1): 85-90. [高全洲, 崔之久, 刘耕年 等. 晚新生代青藏高原岩溶地貌及其演化. *古地理学报*, 2001, 3(1): 85-90.] [23] Linge H, Lauritzen S E, Lundberg J et al. Stable isotope stratigraphy of Holocene speleothems: examples from a cave system in Rana, northern Norway. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2001, 167: 209-224. [24] Lehmkuhl F, Klinge M, Rees-Jones J et al. Late Quaternary aeolian sedimentation in central and south-eastern Tibet. *Quaternary International*, 2000, 68-71: 117-132. [25] Gao Quanzhou, Cui Zhijiu, Tao Zhen et al. The property, age and formation environment of the palaeokarst in Qinghai-Xizang Plateau. *Journal of Geographical Sciences*, 2002, 12(2): 144-152. [26] Guo Xudong, Sheng Xuebin. Geochemical characteristics of weathering crust on the Quaternary basalt in Hainan Island, China. *Acta Geographica Sinica*, 1980, 35(2): 161-173. [郭旭东, 盛学斌. 我国海南岛第四纪玄武岩风化壳的地球化学特征. *地理学报*, 1980, 35(2): 161-173.] [27] Schulz M, White A F. Chemical weathering in a tropical watershed, Luquillo Mountains, Puerto Rico III: quartz dissolution rates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63(3/4): 337-350. The Nature, Formation Age and Genetic Environment of the Palaeokarst on the Qinghai-Xizang Plateau GAO Quanzhou<sup>1</sup>, CUI Zhijiu<sup>2</sup>, TAO Zhen<sup>1</sup>, LIU Gengnian<sup>2</sup>, HONG Yun<sup>3</sup> (1. Department of Geography, Zhongshan University, Guangzhou 510275, China; 2. Department of Geography, Peking University, Beijing 100871, China; 3. State Environmental Protection Agency, Beijing 100035, China) Abstract: The karst landforms scattering on the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau can be genetically classified as the Tertiary underground karst, which gradually emerged to the ground surface following later period's denudation with the uplift of the plateau during the Quaternary Period. The relative deposits of the Tertiary palaeokarst processes, such as the residuum and speleothem, were discovered recently on the plantation surface of the plateau, where both eastern and southeastern fringe has geologically been disintegrated. The results of fission track dating using the speleothem calcite revealed that the formation age of the palaeokarst and hence the plantation surface is between 19.0 and 7.0 Ma B.P. The residuum has a fine size distribution. T

he principal chemical components of the clay portion of the residuum consist mainly of SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. The clay minerals composition of the clay portion belongs to illite-kaolinite-type for most of the residuum samples, and kaolinite-illite-type for a few samples. It can be judged from the silicic acid index and the clay minerals composition that the formation of the residuum of the Qinghai-Xizang Plateau was in its initial phase. However, such a weak chemical weathering index only reflected the weathering degree in the bottom or lower parts of the weathering crust. Key words: palaeokarst; residuum; chemical weathering; Tertiary Period; planation surface; the Qinghai-Xizang Plateau

**关键词：** 古岩溶； 风化壳红土； 化学风化； 第三纪； 夷平面； 青藏高原