

陇西民和黄土 CaCO_3 和有机碳总量的含量 变化及其气候指标的局限性

谢远云^{1,2} 李长安¹ 周嘉³ 殷鸿福¹

(1.中国地质大学地球科学学院,武汉 430074;2.哈尔滨师范大学地理系,150080;

3.中国科学院长春地理研究所,长春 130040)

摘要:民和黄土地处黄土高原与青藏高原东北缘的交接部位,对气候反应较敏感。对该黄土 1.87~0.70 Ma BP 段进行了 CaCO_3 和有机碳总量(TOC)的采样分析。民和黄土 CaCO_3 含量在 5.89%~18.63%之间变化,平均 11.41%;有机碳含量较低,在 0.007%~0.452%之间,平均 0.088%。民和黄土中的 CaCO_3 含量明显高于兰州、洛川和西安等地,而有机碳含量则远低于上述地区。黄土中 CaCO_3 和有机碳含量变化反映了该区 1.87 Ma BP 以来气候变干冷的趋向。分别受复杂的 CaCO_3 来源与类型、困难的采样、地区上的差异对比等有有机碳保存条件、沉积速率以及“埋藏效应”的影响,黄土中的 CaCO_3 和有机碳的波动变化作为气候变化的替代性指标存在一定的局限性。文章最后指出,在实际应用中,黄土(特别是黄土高原西北部)中 CaCO_3 和有机碳气候指标应结合其他环境指标共同使用,才能从中提取正确的古气候信息。

关键词:民和黄土;青藏高原; CaCO_3 ;有机碳;局限性

中图分类号:P534.63 **文献标识码:**A **文章编号:**1000-3657(2003)01-0099-06

迄今为止,认为对更新世以来古气候变化的认识是从深海沉积物、冰心、黄土—古土壤序列、湖泊沉积物、洞穴堆积物、石笋、珊瑚以及树轮等气候载体中获得的。正是因为这些气候载体中含有丰富的诸如磁化率^[1]、粒度^[2]、有机或无机地球化学记录^[3-8]、同位素组成^[9-13]、生物记录^[14]等能反映古环境变化的各种气候替代指标,使得从上述气候载体中提取古气候信息和恢复古全球变化成为可能。有的气候指标对气候反映较敏感,有的则不然,有些气候指标在某一区域能较好地反映气候变化,而在其他区域对气候则不那么敏感了,甚至具有局限性。因此,选取恰当的敏感的气候指标已成为开展气候研究的首要任务。

研究证明^[15-18],黄土中 CaCO_3 含量的变化反映了降雨量的多少。降雨量大, CaCO_3 大部分被淋失,含量相应减少;降雨量小, CaCO_3 大部分保存下来,黄土中 CaCO_3 含量相应增大。因此, CaCO_3

含量变化可作为反映降水量变化的一个气候替代性指标。黄土中有机碳是一定生物气候环境下的产物,其含量和性质都与环境有关^[16]。气候温暖湿润,自然植被生长繁茂,有利于有机碳的产生和积累;相反,气候干燥寒冷,植被稀疏,沉积速率高,土壤中有机碳就贫乏。因此,黄土中有机碳含量变化是反映古气候变化的一个重要信息,可作为气候变化的一个代用指标^[3]。民和黄土位于青藏高原东北缘与黄土高原交接部位,黄土沉积速率大大超过其他地区,对气候反映较为敏感,是作高分辨率气候记录研究的较为理想的场所。本文对陇西民和县下川口村骆驼山剖面进行了 CaCO_3 、有机碳的采样测试,并与其他气候指标进行对比,尝试探讨了陇西黄土 CaCO_3 和有机碳作为气候指标存在的局限性。

该剖面的概况在其他文献已有详述^[19-20],本文黄土和古土壤所采用的地层编号,是参照黄土高原洛

收稿日期:2002-03-11;改回日期:2002-12-08

基金项目:国家自然科学基金项目(49972057)和国土资源部甘肃兰州红古城、新寺乡 1:5 万区调项目共同资助。

作者简介:谢远云,男,1971 年生,博士生,讲师,主要从事第四纪地质研究工作;E-mail: len_xie@sina.com。

川剖面^[15]标定的。

1 采样及测试

CaCO₃ 样品沿白垩纪红褐色粉砂质泥岩上覆的黄土自下而上采集, 采样间隔为 0.2 m, 共获样品 425 块。每个样品经烘干称重, 取其研磨样品 0.2~0.3g, 采用 Bascomb 国际标准碳酸盐计^[21]测定 CaCO₃ 含量。有机碳样品的采样方法与采样间隔与碳酸钙样品相同。由于黄土中有机碳含量较低, 所以采用了“重铬酸钾-硫酸氧化滴定法”, 并用原地矿部颁发的国家一级标准 GSS-2 号进行了标定, 测定误

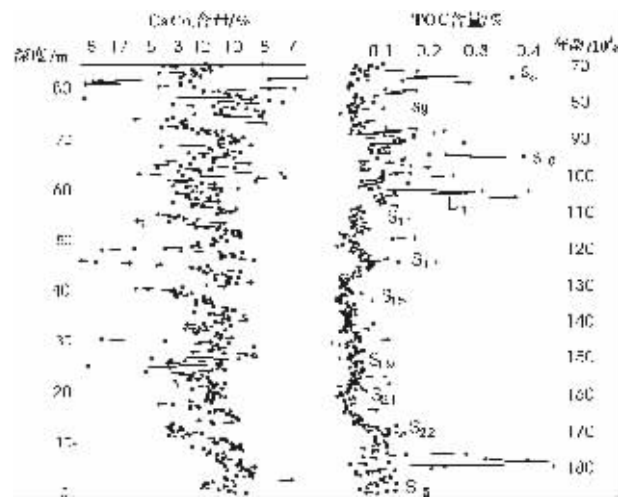


图 1 民和黄土 CaCO₃ 和 TOC 含量变化曲线

Fig. 1 Variation curves of CaCO₃ and TOC contents in the Minhe loess.

差一般 < 0.04%。

2 实验结果与分析

民和黄土的 CaCO₃ 含量在 5.89%~18.63% 之间, 变化幅度较大, 剖面平均 11.41% (图 1)。一般说来, 黄土中 CaCO₃ 含量要比古土壤中的大, 但在骆驼山剖面中正相反, 古土壤中 CaCO₃ 含量略高于黄土层 (表 1), 这可能与古土壤底部含较多的钙淀积层有关。剖面自下而上, CaCO₃ 含量整体上呈波动上升趋势 (图 1), 黄土和古土壤中的 CaCO₃ 含量由老到新趋于增加。从 CaCO₃ 变化曲线 (图 1) 可以看出, 剖面底部 (S₂₀~L₂₇ 段) CaCO₃ 含量增加的趋势较明显, 变化幅度较小; 中部 (S₁₁~L₂₀ 段) CaCO₃ 含量总体趋于稳定, 但波动幅度增大, 并出现 4 个较深的波谷; 剖面上部 (L₈~L₁₁ 段) CaCO₃ 含量波动幅度进一步增大, 变

化频率也较中下部大, 但总体上呈增加趋势。

从黄土高原西北到东南, 黄土中 CaCO₃ 含量呈降低趋势。民和黄土 CaCO₃ 平均含量 11.41%, 兰州九洲台为 12.4%^[22], 略高于民和黄土, 洛川黄土 CaCO₃ 含量为 9.66%^[16], 西安刘家坡为 5.38%^[16]。CaCO₃ 含量的空间变化趋势是与自西北而东南气候由干冷趋于温湿相一致的。

民和黄土 CaCO₃ 含量自下而上由老到新趋于增加, 表明气候逐渐干旱, 而 CaCO₃ 含量在波动上升中存在的起伏变化则反映了第四纪气候在趋向干冷的同时也存在若干次幅度不等的干冷和暖湿的气候波动。这种冷暖气候波动在剖面上部 (L₈~L₁₁ 段) 黄土中表现最为明显 (图 1), CaCO₃ 含量波动剧烈, 指示冷暖气候波动的频率和幅度都较大。

黄土和古土壤中的 TOC 含量均较低 (图 1), 一般小于 1%。TOC 在 0.007%~0.452% 之间, 剖面平均 0.088%, 古土壤层中的 TOC 含量略低于黄土层 (表 1)。从 TOC 含量变化曲线 (图 1) 可以看出有明显的 3 段: 剖面下部 (L₂₃~L₂₇ 段) 黄土和古土壤的 TOC 含量相对较高, 古土壤在 0.08%~0.17%, 黄土在 0.06%~0.16%; 剖面中下部 (S₁₁~S₂₂ 段) 黄土和古土壤的 TOC 含量较低, 古土壤在 0.04%~0.09%, 黄土在 0.03%~0.08%; 剖面中上部 (L₈~S₁₁ 段) 黄土和古土壤的 TOC 含量又有所增加, 古土壤在 0.1%~0.12%, 黄土在 0.1%~0.16%。

骆驼山剖面上, TOC 含量由下而上整体呈波动上升趋势 (图 1), 黄土和古土壤中的 TOC 含量由老到新呈下降趋势。民和黄土 TOC 含量要比洛川和渭南地区低得多, 这与生物气候环境自西北向东南由于干旱荒漠草原向半湿润森林草原过渡的变化相一致的^[19]。

民和黄土中 TOC 含量的低值, 反映了民和黄土堆积过程中的气候偏于干冷。从 TOC 气候曲线 (图 1) 可以看出存在明显的 3 个主气候阶段: 温湿—干冷—温湿, 在每一主阶段中又有一次的气候波动。民和黄土中 TOC 含量整体趋于降低, 指示气候逐渐变得干冷。这与 CaCO₃ 气候记录相一致。

3 气候指标的局限性

3.1 CaCO₃ 气候指标的局限性

关于 CaCO₃ 气候指标的局限性, 前人很少有过论述。由于 CaCO₃ 来源、类型、存在形式以及淀积深

度等的影响,使得CaCO₃作为一个气候指标在反映气候变化上存在一定的局限性,具体表现如下:

(1)由于CaCO₃来源与类型较复杂,特别是淀积CaCO₃对气候的反映并不可靠^[18,23],这就增加了CaCO₃含量变化作为气候变化指标的难度。同时,由于并非所有来源与类型的CaCO₃都有气候意义,比如黄土中只有自生CaCO₃才有气候意义^[17-18,23],而要区分自生与碎屑成因的CaCO₃以及不同来源与类型的CaCO₃又不容易,这无疑增加了野外CaCO₃采样的难度。

(2)用CaCO₃含量变化研究古气候的变化存在地区上的差异。在黄土高原西北部的兰州、民和、西宁等地区,CaCO₃以非结核的形式存在^[23],这样进行样品采集时就没有选择性。在黄土高原中部及东南部的洛川、西安一带,CaCO₃多以结核、结核层的形式出现^[23],在采集CaCO₃样品时,采集的多是含非结核形式存在的CaCO₃的黄土,避开了含结核的黄土。这种有选择采样测定的CaCO₃含量无疑要低于黄土中实质CaCO₃含量。因此,以往进行陇东陇西CaCO₃含量对比时,实质上并不是全量之间的对比,而是把陇东以结核形式存在CaCO₃排除以后的部分含量与陇西CaCO₃全量的对比。显然,这种对比是不全面的。因此,在反映气候变化上,CaCO₃存在地区上的差异。总的来说,陇西比陇东地区的CaCO₃更能真实反映出气候的变化。

另外,CaCO₃与气候间复杂的联系也使CaCO₃指标的气候解释受到一定的限制。大部分的研究认为^[15-18,24-26],CaCO₃含量变化主要反映气候的干湿变化,但也有学者认为^[27],沉积物中碳酸盐含量的高低变化反应了湿度的变化,CaCO₃高值对应气温高,反之则指示气温相对较低。这说明沉积物中CaCO₃与气候间存在比较复杂的联系,因而往往造成在解释古气候变化上的混乱性。

表1 民和骆驼山剖面各层黄土与古土壤TOC及CaCO₃含量(%)Table 1 TOC and CaCO₃ contents (%) in various loess-paleosol layers in the Luotuoshan section, Minhe

| | | | | | | | | | | | |
|-------|-------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| 黄土 | 层号 | L ₈ | L ₉ | L ₁₀ | L ₁₁ | L ₁₂ | L ₁₃ | L ₁₄ | L ₁₅ | L ₁₆ | L ₁₇ |
| | 数值 | 0.1 | 0.16 | 0.07 | 0.05 | 0.03 | 0.04 | 0.05 | 0.08 | 0.06 | 0.06 |
| | | 11.15 | 11.7 | 11.36 | 11.63 | 10.4 | 11.69 | 10.67 | 12.68 | 10.52 | 11.26 |
| | 层号 | L ₁₈ | L ₁₉ | L ₂₀ | L ₂₁ | L ₂₂ | L ₂₃ | L ₂₄ | L ₂₅ | L ₂₆ | L ₂₇ |
| 数值 | 0.06 | 0.15 | 0.09 | 0.16 | 0.13 | 0.06 | 0.08 | 0.1 | 0.15 | 0.12 | |
| | 10.77 | 9.25 | 12.95 | 11.39 | 10.87 | 10.58 | 11.09 | 9.76 | 9.6 | 10.3 | |
| 古土壤 | 层号 | S ₈ | S ₉ | S ₁₀ | S ₁₁ | S ₁₂ | S ₁₃ | S ₁₄ | S ₁₅ | S ₁₆ | S ₁₇ |
| | 数值 | 0.1 | 0.12 | 0.06 | 0.05 | 0.04 | 0.04 | 0.08 | 0.06 | 0.06 | 0.07 |
| | | 12.49 | 10.49 | 11.46 | 12.67 | 12.37 | 13.05 | 12.8 | 11.1 | 11.62 | 13.04 |
| | 层号 | S ₁₈ | S ₁₉ | S ₂₀ | S ₂₁ | S ₂₂ | S ₂₃ | S ₂₄ | S ₂₅ | S ₂₆ | |
| 数值 | 0.09 | 0.17 | 0.14 | 0.1 | 0.1 | 0.08 | 0.1 | 0.13 | 0.09 | | |
| | 11.28 | 12.07 | 12.23 | 12.58 | 12.6 | 10.37 | 10.52 | 9.18 | 11.04 | | |
| 古土壤平均 | | | 0.084 | | 黄土平均 | | 0.091 | | 剖面平均 | | 0.088 |
| | | | 11.65 | | | | 11.14 | | | | 11.41 |

注:数值单元格中,上面的数据是TOC含量;下面是CaCO₃

3.2 有机碳气候指标的局限性

粉尘堆积后在风化成土成壤作用下,同时也伴随着各种低等和高等生物的活动,各种动、植物的机体,组织以及分泌物、排泄物等便组成了有机碳的原始来源。但并非所有的原始有机碳组分都能完整地保存在沉积物中,它们在搬运过程中以及在沉积后都会发生变化,有机碳的分解作用将有选择性地移去不稳定组分,在沉积缓慢的环境中,沉积物沉积时便遭受氧化分解作用,不稳定组分很难保存下来,只有快速搬运堆积和埋藏的还原环境下,不稳定组分才有可能被保存下来^[28]。因此,受有机碳保存条件的限制,沉积物中有机碳组分并不能完全反映其堆积时的环境状况。同时,以有机碳含量变化作为气候代用指标还受沉积速率的影响,有机碳的沉积速率愈大,其反映气候的变化愈精确^[25]。

另外,有机碳作为气候指标,还存在明显的局限性——TOC含量随埋藏深度的增加而减少。笔者姑且将此现象称为有机碳的“埋藏效应”。

不同时代的黄土中所含的有机碳有随时代愈老含量愈低的趋势^[16]。从午城黄土—离石黄土—马兰黄土各阶段自然植被的演化是由森林草原向干草原、荒漠草原过渡^[15]。按理应该是午城黄土有机碳含量比马兰黄土高,而现在情况却相反,这就是有机碳的“埋藏效应”所起的作用。黄土在埋藏过程中除没

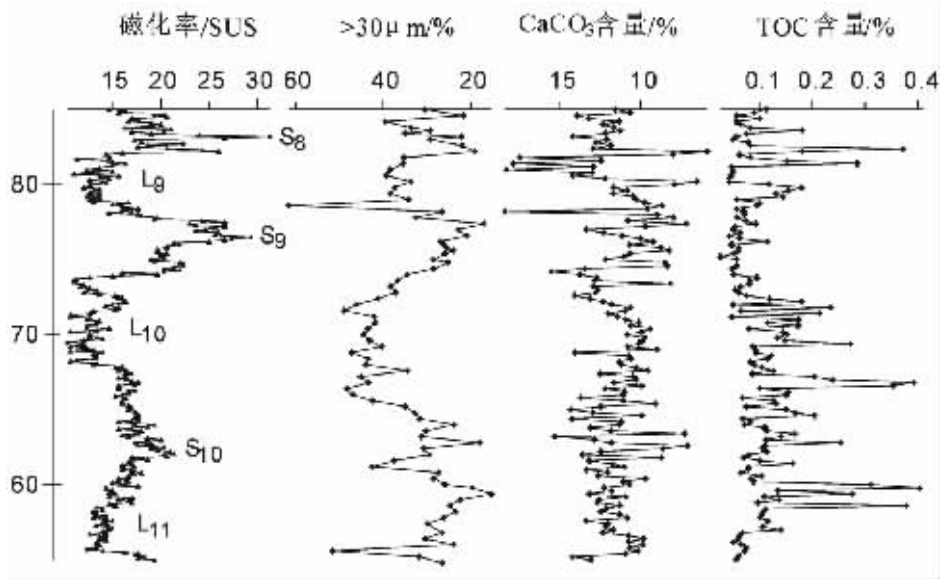


图2 民和黄土 $S_8 \sim L_{11}$ 段磁化率、粗颗粒、 $CaCO_3$ 、TOC 气候曲线对比

Fig. 2 Comparisons of climatic curves among magnetic susceptibilities, coarse grains, $CaCO_3$ and TOC contents in the $S_8 \sim L_{11}$ interval of the Minhe loess

有新的有机碳补给外,更重要的是有相当部分的有机碳遭受分解和淋失,从而含量降低,例如有机碳中的氨基酸在埋藏过程中就有丢失现象^[15]。

有机碳的“埋藏效应”使得黄土中 TOC 含量变化所记录的古气候信息的分辨率随时间尺度的大小而不同,一般来说,短时间尺度的气候信息分辨率要高于大时间尺度。

基于对黄土中磁化率和 $>30\mu m$ 的粗颗粒组分的气候意义^[1,19,29],将民和黄土 $S_8 \sim L_{11}$ 段黄土的磁化率、 $>30\mu m$ 的粗颗粒组分、 $CaCO_3$ 和 TOC 含量变化进行对比(图2)可以发现:磁化率和粒度所反映的气候曲线表现出明显的周期性的峰谷变化,峰对应古土壤层,谷则对应黄土层;而 $CaCO_3$ 和 TOC 气候曲线的峰谷变化远不如磁化率和粒度那么明显,而且古土壤层 S_8 和 S_9 的有机碳含量较小,与磁化率记录的气候信息不相一致。这说明,与磁化率和粒度气候指标相比,黄土中的 $CaCO_3$ 和 TOC 作为气候指标存在一定的局限性。

4 结论

(1)民和黄土 $CaCO_3$ 含量在 5.89%~18.63% 之间变化,平均 11.41%;有机碳含量较低,在 0.007%~0.452% 之间,平均 0.088%。民和黄土中的 $CaCO_3$ 含量明显高于兰州、洛川和西安等地,而 TOC 含量则远低于上述地区。

(2)黄土中 $CaCO_3$ 和有机碳含量变化在一定程度上反应了古气候变化,可以作为气候变化的替代性指标。民和黄土中 $CaCO_3$ 和有机碳含量变化反应了该区 1.87 Ma BP 以来气候变干冷的趋向。

(3)由于受复杂的 $CaCO_3$ 来源与类型、困难的采样、地区上的差异对比等因素的限制, $CaCO_3$ 气候指标存在一定的局限性。黄土中 $CaCO_3$ 含量变化所记录的古气候信息的分辨率在黄土高原区有自西北向东南降低的趋势。

(4)受有机碳保存条件、沉积速率以及“埋藏效应”等因素的影响,沉积物中有机碳的波动变化作为古气候变化的替代性指标存在一定的局限性。

(5)在实际工作中,黄土(特别是黄土高原西北部)中 $CaCO_3$ 和有机碳气候指标应结合其他环境指标共同使用,才能从中提取正确的古气候信息。

参考文献(References):

- [1] Kukla G, Heller F, Liu X M. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility[J]. *Geology*,1988,16(1):811~814.
- [2] An Z S, Kukla G, Porter S C, et al. Late Quaternary dust flow on the Chinese loess plateau[J]. *Catena*,1991,18:125~132.
- [3] 文启忠,刁桂仪,贾蓉芬,等. 黄土剖面中古气候变化的地球化学记录[J]. 第四纪研究,1995,(3):223~231.
Wen Qizhong, Diao Guiyi, Jia Rongfen, et al. Geochemical records of paleoclimatic changes in loess section [J]. *Quaternary Science*, 1995, (3):223~231 (in Chinese with English abstract).

- [4] 管东红,奚晓霞,郝永萍,等. 北源剖面碳酸钙记录的末次间冰期气候不稳定性[J]. 冰川冻土,1996,18(2):119~123.
Guan Donghong,Xi Xiaoxia,Hao Yongping, et al. Instability of climate in the last interglaciation from the CaCO₃ records in Beiyuan section[J]. Journal of Glaciology and Geocryology,1996,18(2):119~123
- [5] 顾兆炎,韩家懋,刘东生. 中国第四纪黄土地球化学研究进展[J]. 第四纪研究,2000,20(1):41~54.
Gu Zhaoyan,Han Jiamao,Liu Dongsheng. Research progression of geochemistry of Quaternary Loess in China[J]. Quaternary Science, 2000,20(1):41~54(in Chinese with English abstract).
- [6] 顾兆炎,刘嘉琪,袁宝印,等. 12000年来青藏高原季风变化——色林错沉积物地球化学的证据[J]. 科学通报,1993,38(1):61~64.
Gu Zhaoyan,Liu Jiaqi,Yuan Baoyin,et al. Monsoon changes in Qinghai-Tibet Plateau since 12000 year geochemical environment of sediments in Selincuo area [J]. Chinese Science Bulletin,1993,38(1):61~64(in Chinese).
- [7] 李原,李任伟,周世新,等. 指示沉积环境的苯并噻唑及其衍生物[J]. 科学通报,2000,45(24):2664~2669.
Li Yuan,Li Renwei,Zhou Shixin,et al. Thiazole and their ramification indicating sedimental environment[J]. Chinese Science Bulletin,2000,45(24):2664~2669(in Chinese).
- [8] 谢树成,姚檀栋,康世昌,等. 青藏高原希夏邦马峰地区雪冰有机质的气候与环境意义[J]. 中国科学(D辑),1999,29(5):457~465.
Xie Shucheng,Yao Tandong,Kang Shichang,et al. Climatic and environmental implications of snow ice organic matter in Xixiabangmafeng Mountain area,Qinghai-Tibet Plateau[J]. Science in China(Series D),1999,29(5):457~465(in Chinese).
- [9] Martinson D G, Piasis N G, Hays J D, et al. Age dating and the orbital theory of the iceages: development of a high-resolution 0 to 300000 yr chronostratigraphy[J]. Quaternary Research,1987,27:1~29.
- [10] Grootes P M, Stuiver M, White J W C, et al. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and DRIP Greenland ice core[J]. Nature,1993,366:552~554.
- [11] Gu Z Y. The carbonate isotopic composition of the loess-paleosol sequence and its implication of paleoclimatic change [J]. Chinese Science Bulletin,1991,36(20):1979~1983.
- [12] 朱洪山,张撰. 44万年以来北京地区石笋古温度记录[J]. 科学通报,1992,37(20):1880~1882.
Zhu Hongshang,Zhang Zhuan. Paleo-temperature records of stalagmite since 0.44Ma BP in Beijing area[J]. Chinese Science Bulletin,1992,37(20):1880~1882(in Chinese).
- [13] 吴敬禄,王苏民. 湖泊沉积物中有机质碳同位素特征及其古气候[J]. 海洋地质与第四纪地质,1996,16(2):103~109.
Wu Jinglu,Wang Sumin. Characteristics of organic matter carbon isotope from lacustrine sediments and their paleoclimate[J]. Marine Geology and Quaternary Geology,1996,16(2):103~109(in Chinese with English abstract).
- [14] 朱艳,陈发虎,唐领余. 干旱区石羊河终闾湖孢粉组合中云杉圆柏属环境指示意义探讨[J]. 中国沙漠,2001,21(2):141~146.
Zhu Yan,Chen Fahu,Tang Lingyu. Discussion of environmental implications of spruce sabinia in sporopollen assemblage from Zhonlv Lake,Shiyanghe River, arid region[J]. Journal Desert Research,2001,21(2):141~146(in Chinese with English abstract).
- [15] 刘东生,等. 黄土与环境[M]. 北京:科学出版社,1985.191~208.
Liu Dong-sheng,et al. Loess and Environments[M]. Beijing:Science Press,1985.191~208(in Chinese).
- [16] 文启忠,等. 中国黄土地球化学[M]. 北京:科学出版社,1989.95~114.
Wen Qizhong,et al. Geochemistry of China Loess[M]. Beijing:Science Press,1989.95~114.
- [17] 孙建中,赵景波. 黄土高原第四纪[M]. 北京:科学出版社,1991.128~143.
Sun Jianzhong,Zhao Jingbo. Quaternary of Loess Plateau[M]. Beijing:Science Press,1991.128~143(in Chinese).
- [18] 赵景波. 黄土地层中的CaCO₃与环境[J]. 沉积学报,1993,11(1):136~142.
Zhao Jingbo. Environment and CaCO₃ of loess strata[J]. Acta Sedimentologica Sinica,1993,11(1):136~142(in Chinese with English abstract).
- [19] 谢远云,李长安,黄长生. 民和黄土粗颗粒组分的气候意义初探[J]. 江西地质,1999,13(2):81~84.
Xie Yuanyun,Li Changan,Huang Changsheng. Primary discussion of climatic implication about coarse grain component in Minhe Loess[J]. Jiangxi Geology,1999,13(2):81~84(in Chinese with English abstract).
- [20] 谢远云,张序强,何葵,等. 青藏高原东北缘黄土粒度组成及物质来源分析[J]. 中国地质,2002,29(3):317~321.
Xie Yuanyun,Zhang Xuqiang,He Kui,et al. Grain-size distribution and material source analysis of loess on the northeastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau[J]. Geology in China,2002,29(3):317~321(in Chinese with English abstract).
- [21] Aver B W and Bascomb C I. Soil survey laboratory methods[J]. Soil Survey Tech.Monog,1974,(6):83.
- [22] 陈发虎,张维信. 甘青地区的黄土地层学与第四纪冰川问题[M]. 北京:科学出版社,1990.107~121.
Chen Fahu,Zhang Weixin. Quaternary Glacier and Loess Stratigraphy in Ganshu-Qinghai Area [M]. Beijing:Science Press,1990.107~121(in Chinese).
- [23] 赵景波. 西北黄土区第四纪土壤与环境[M]. 西安:陕西科学技术出版社,1994.91~108.
Zhao Jingbo. Quaternary Soil and Environment in Loess Area, Northwest of China[M]. Xi-an:Shaanxi Science and Technology Press,1994.91~108(in Chinese).
- [24] 曹建廷,王苏民,沈吉,等. 内蒙古岱海地区近千年气候环境演变的初步研究[J]. 海洋地质与第四纪地质,2000,20(2):15~20.
Cao Jianting,Wang Sumin,Shen Ji,et al. Primary research of climatic and environmental changes near 1 ka in Daihai area, Inner Mongolia[J]. Marine Geology and Quaternary Geology,2000,20(2):15~20(in Chinese with English abstract).
- [25] 沈吉,张恩楼,夏威岚. 青海湖近千年气候环境变化的湖泊沉

- 积记录[J]. 第四纪研究,2001,21(6):508~513.
- Shen Ji,Zhang Enlou,Xia Weilan. Lacustrine sediments records of climatic and environmental changes near 1ka [J]. Quaternary Science,2001,21(6):508~513(in Chinese with English abstract).
- [26] 吴艳宏,吴瑞金,王强,等. 运城盆地 11 ka BP 以来气候环境变迁与湖面波动[J]. 海洋地质与第四纪地质,2001,21(2):83~86.
- Wu Yanhong,Wu Ruijin,Wang Qiang, et al. Lake level and climatic and environmental changes since 11kaBP[J]. Marine Geology and Quaternary Geology,2001,21(2):83~86.
- [27] 陈敬安,万国江,黄荣贵,程海近代气候变化的化学记录[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2000,20(1):39~42.
- Chen Jingan,Wang Guojiang,Huang Ronggui. Chemical records of climatic change in Chenghai lake[J]. Marine Geology and Quaternary Geology, 2000,20(1):39~42(in Chinese with English abstract).
- [28] 张平中,王先彬,陈践发,等. 湖相有机质的氢指数及碳同位素组成——湖面波动评价的指标——以 RH 孔为例 [J]. 科学通报, 1995,40(18):1682~1685.
- Zhang Pingzhong,Wang Xianbin,Chen Jianfa,et al. Hydrogen index of lacustrine organic matter and composition of carbon isotope—index of lake level—taking RH hole as an example[J]. Chinese Science Bulletin,1995,40(18):1682~1685(in Chinese).
- [29] 鹿化煜,安芷生. 洛川黄土粒度组成的古气候意义[J]. 科学通报, 1997,42(1):66~69.
- Lu Huayu,An Zhisheng. Paleoclimatic significances of grain composition in Luochuan Loess [J]. Chinese Science Bulletin,1997,42(1):66~69(in Chinese).

Variations of the CaCO₃ and total organic carbon contents in the Minhe loess and their limitations as climatic proxies

XIE Yuan-yun^{1,2}, LI Chang-an¹, ZHOU Jia³, YING Hong-fu¹

(1.Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China

2.Geography Department, Harbin Normal University, Harbin 150080, Heilongjiang, China

3.Changchun Graduate School of Geography, Chinese Academy of Sciences, Changchun 130040, Jilin, China)

Abstract: Situated in the intersection area of the Loess Plateau and the northeastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau, the Minhe loess is sensitive to the climate. Analysis of the CaCO₃ and total organic carbon (TOC) contents in the 187–0.70 Ma interval of the Minhe loess shows that the content of CaCO₃ in the Minhe loess ranges from 5.89 to 18.63%, averaging 11.41% and that the content of TOC is lower, ranging from 0.007% to 0.452% with an average of 0.88%. The CaCO₃ content in the Minhe loess is notably higher than those in Lanzhou, Luochuan and Xi'an, but the TOC content is much lower than those in the aforesaid areas. The variations of the CaCO₃ and TOC contents in the Minhe loess indicate that the climate in the area had a trend of becoming cold and dry since 1.87 Ma BP. The variations of CaCO₃ and TOC in loess as substitute proxies of climatic changes have certain limitations due to influences of complex sources and types of CaCO₃, difficult sampling and differential comparisons among areas, as well as preservation conditions, sedimentation rates and “burial-effect” of TOC. At last, the paper points out that in actual applications the climatic proxies of CaCO₃ and TOC in loess, especially loess in the northwestern part of the Loess Plateau, must be used together with other climatic proxies, and then correct paleoclimatic information can be extracted.

Key words: Minhe loess; Qinghai-Tibet Plateau; CaCO₃; TOC; limitation