青藏高原东北部 15 Ma 以来的风沙沉积

王建力 方小敏^④ 李吉均^④

(西南师范大学地理系, 重庆 400715; ④兰州大学地理科学系, 兰州 730000)

摘要 8~ 7 Ma 左右南亚气候的变干是否由青藏高原隆升到最大高度而引发现代形式季风所造成, 是一个极具挑战的理论问题. 对位于高原东北部临夏盆地 15 Ma 以来地层中的石英砂扫描电子显微镜分析表明, 风成砂一直存在并于 8 和 6~ 5 Ma 时含量最高; 最大风沙颗粒的平均粒径在 15~ 3.6/2.6 Ma 达 0.44 mm, 3.6~ 2.6 Ma 之后显著下降, 平均仅为 0.1~ 0.07 mm 左右. 前者可能反映中国西部在 8~ 5 Ma 气候也十分干旱, 是全球气候变化的一部分, 与高原隆起并无直接联系; 后者表明上新世末研究区近源风沙作用的消失, 代之以远源风沙作用的盛行, 可能反映了此时青藏高原的急剧隆起和大气环流的重大改变.

关键词 青藏高原 新生代地层 石英砂 风沙作用 大气环流

80 年代末, Quade 等人^[1]对南亚西瓦利克群沉积中古土壤碳酸钙的碳、氧同位素研究表明, 在 8 Ma 左右南亚气候显著变干, 植被由森林变为草原, 推测这可能是隆起的青藏高原所引发的夏季风造成的. 之后, Kroon 等人^[2]发现在 8 Ma 时阿拉伯海上涌流大大增强, 也推测为印度季风所为, 而 Prell 等人^[3]则直接把这一结果归因于青藏高原此时的急剧隆起. 90 年代初, Harrison 等人^[4]根据拉萨西北的羊八井地堑边缘断层活动的 Ar/Ar 测年, 断定青藏高原在 8Ma 以前就已达到最大的高度, 把上述认识推向了极至. 近年来, 我国的一些学者对黄土高原上黄土-古土壤序列下伏的红粘土序列所进行的研究表明, 红粘土可能为风成成因, 其底界可以追溯到 7~ 6 Ma 前^[5~ 8], 并将其堆积序列的发展也同青藏高原隆升和此时亚洲季风的形成联系在一起^[7, 8]. 近来, 美国学者 Rea 等人^[9]对太平洋深海沉积粉尘的研究取得重大进展, 发现整个新生代北太平洋深海沉积中均有粉尘堆积, 其中, 粉尘通量在 8~ 6 和 3.6 Ma 以后为 2 个显著高值期, 认为粉尘可能由西风带从中国西部搬运而来, 可能反映了西风环流的活动历史. 而近来大气环流数值模拟结果进一步揭示青藏高原的隆起导致了大气环流形式的巨大改变, 强化了环流形式并可能对全球环境变化产生影响^[10]. 因此, 青藏高原是否在 8 Ma 左右已隆升到现今的高度成为目前地学界一个极具挑战的理论问题. 这关系到对青藏高原隆起过程机制及亚洲季风环流变迁和环境演变等目前全球变化中最为关注的重大热点问题的认识和理解, 因而具有重要的科学意义.

位于青藏高原东北边缘的临夏盆地, 堆积了巨厚的几乎连续的晚新生代地层, 是我国目前定年最详细的陆地晚新生代标准地层之一^[11, 12], 这为探讨上述问题提供了一个良好的场所. 本文利用扫描电子显微镜对 15 Ma 以来地层中的石英砂表面结构特征和类型进行了分析, 以求对上述问题进行一些探讨.

1 地层简介和样品分析

临夏盆地的晚新生代地层仅第三系红层在盆地的西部就厚达 1 600 余米, 红层之上为 100~ 400 m 左右的第四纪湖相沉积和黄土, 共可划分为 14 个组, 跨时 0~ 29 Ma^[11, 12], 代表性剖面分别是位于盆地中心的东乡县毛沟剖面、临夏县王家山剖面和东山顶剖面(图 1). 本次

研究的地层跨越 11 个组, 累计研究厚度超过 650 m. 其中下部 4 个组(上庄组、东乡组、柳树组、何王家组)为红层, 岩性以河湖相泥岩及泥质粉砂岩为主, 夹少量薄层细砾岩; 中部为晚上新世积石组巨砾岩; 上部为第四纪早期的湖沼相泥质粉砂岩和中、晚期的河流相砾石层与厚层黄土沉积. 上庄组跨时 14.82~ 13.08 Ma, 采样 5 个; 东乡组跨时 13.08~ 7.78 Ma, 采样 24 个; 柳树组、何王家组、积石组、东山组、井沟头组及以上的黄土-古土壤序列为 7.78 Ma 以来的沉积物, 共采样 26 个. 其中何王家组顶部存在着少量地层缺失(4.46~ 3.66 Ma)以及积石组(3.6~ 2.6 Ma)因岩性太粗未采样品.

图1 临夏盆地晚新生代地层及石英砂类型随剖面的变化

(a) 东山顶剖面; (b) 王家山剖面; (c) 毛沟剖面. 实心图点、空心圆点和黑三角分别代表石英砂类型沿(a)、(b)、(c)三剖面的变化古地磁柱(引自文献[11]和[12])

所采样品总计为 55 个, 利用其中的石英砂类型和含量来追踪风沙作用的历史. 每个样品经前期处理后^[13], 在双目显微镜下挑选 50~ 60 颗石英砂(> 0.063 mm), 镀导电膜后在日产

EPM-810 型能谱扫描电子显微镜下进行石英砂类型与表面结构特征分析与统计。镜下观察的石英砂大致可归属为水成、风成和风化成因三大类。风成砂主要表现为圆状、次圆状及典型的麻面、碟形坑和月牙形坑,与早先国内、外研究的现代沙漠砂表面结构^[13, 14]十分相似。水成砂主要是湖泊砂和河流砂,前者主要表现为圆状、次圆状外形和几乎全颗粒分布的水下磨光面与机械V型坑;后者主要表现为颗粒呈次圆状~次棱角状,局部发育水下磨光面、机械V型坑及较大的撞击坑;风化作用颗粒主要表现是大部分颗粒表面为化学溶蚀-沉淀形态,局部遭受一定的水下磨蚀作用。

为了使统计结果更具客观性,规定风成砂上麻面+碟形坑所占整个颗粒表面面积60%以上者为成熟风成砂;60%~10%为半成熟风成砂;10%以下者为非风成砂。最后依据剖面中样品各自的年龄将统计结果转化为时间序列(图2)。

图2 临夏盆地 15 Ma 以来石英砂类型和含量的变化所揭示的风沙作用历史

2 结果与讨论

图1和图2共同揭示了临夏盆地15Ma以来地层中的石英砂类型和含量变化,它揭示了3个最显著的特征:()所有的研究地层中均含有风成砂,含量变化于18%~90%之间;()在8和6~5 Ma出现2个风沙高值期,成熟风成砂含量分别高出全剖面平均值的15%和20%左右,其次在15~13 Ma也有一个高峰值;()风成砂最大粒径在3.6~2.6 Ma后急剧变小,由早先的平均0.44 mm降至以后的0.1~0.07 mm以下。

一般而言,风沙作用的盛行代表了一种干旱的气候环境,但也可在较湿润环境下开阔的湖滨或海滨发生。因此,临夏盆地的风沙作用性质及其所代表的气候环境意义仅从风砂本身的特点难以得到十分明确的指示,还需结合其他资料来加以确定。孢粉资料和碳酸钙及氯离子含量分析表明,临夏盆地在8.5 Ma以前为以针阔混交林环境为特征的相对暖湿时期,而从8.5 Ma起开始转化为以草本为主的干草原环境^[15]。其中,8~7 Ma和6~5 Ma为2个最干旱期^[15,16]。因此,临夏盆地8和6~5 Ma时出现的2个风砂高值期,应是代表了在上述气候急剧变干背景下所产生的2次风沙作用最盛期。其风砂成熟度分析还进一步揭示其与典型沙漠地区风砂成熟度非常相似,属半成熟沙丘(图3),气候可能与当今同类沙丘所处的荒漠-沙漠环境基本一致。流沙作用面积的扩大可能是此时黄土高原中部红粘土开始发育^[5~8]和北太平洋粉尘沉积急剧增加^[9]的原因。而8.5 Ma以前出现的风成砂及其波动可能更多地反映了一种局地湖滨风沙作用,尽管在某些短暂的时期气候也很干旱^[15,16],促进了风沙作用的扩大。也许有人认为,大气环流数值模拟试验揭示出的青藏高原隆升不仅会增加亚洲环流形式的强度,同时使中国西北部内陆变干的机制,可能是上述事实发生的原因,而许多来自喜马拉雅山和青藏高原南部的证据又说明那一地区在8 Ma左右的确发生了强烈的构造运动和隆升^[4],似乎上述解释是很合理的。但是,如果把考察地区扩大,就会发现:()南亚和临夏盆地发现的8 Ma左右气候变干不是一个局地事件,在中国和全球其他地区均有明显表现,如甘肃的武都、陕西府谷等地,以鹿为主的森林性动物群成批死亡^[17];柴达木盆地出现第1个成盐期^[18];地中海封闭,蒸干成盐^[19];而在北美和南美的阿根廷,此时也发现气候有明显的变干现象^[20],所以晚中新世的气候变干在中国西部及全球范围内都具有普遍性,是一个全球变化事件;()最近,越来越多的证据表明,广大青藏高原的隆起过程与高原南部及喜马拉雅山的隆起过程和历史是不同的。喜马拉雅山的隆起要早、强烈和复杂得多,其历史不能代表青藏高原中部和北部广大地区的隆起历史,尽管在高原整体性强烈隆起的同时,喜马拉雅山也有强烈的隆升^[21]。因此,即使不否认喜马拉雅山在8 Ma左右的强烈上升对局部大气环流产生了一定影响,至

图3 临夏盆地风沙颗粒(石英砂)成熟度及其与现代沙漠砂的比较

A——成熟沙丘, B, C——半成熟沙丘, D——弱成熟沙丘, ●——临夏8和6~5 Ma两峰值期间石英砂, ○——临夏两峰值以外时期石英砂, ▲——共和盆地和柴达木盆地风沙, ~——塔克拉玛干沙漠和腾格里沙漠

少仅将南亚的构造和气候变化证据外推到整个青藏高原在 8 Ma 就已隆升到现今高度并引发亚洲季风形成是不妥的^[7,8], 看来, 它们应更多是全球气候变干、风沙粉尘盛行的反映。

风扬粉尘的动力学研究表明, 在近地表 1.5 m 的范围内, > 0.5 mm 的颗粒只能沿地表蠕动, 0.5~0.7 mm 的颗粒则产生跃移和低空跃悬搬运^[22]。临夏盆地 15~3.6/2.6 Ma 期间的石英砂颗粒镜下所统计的最大粒径平均在 0.44 mm 以上, 因而被搬运的方式只能是沿地表蠕动和跃移。这意味着这一时期, 本区内沉积的风沙物质是近源的。结合风成砂发育较为典型的表面结构来看, 可以认为, 直到上新世末, 古风沙一直分布在临夏古湖周围。到了 3.6~2.6 Ma 之后的第四纪, 风砂颗粒的最大粒径由先前的 0.44 mm 急剧降到 0.1~0.07 mm 以下, 相应的地层转为以黄土沉积为主。最近陈隆勋等人¹⁾所做的数值模拟试验结果表明, 青藏高原从隆起初期到隆起至现在高度的一半时, 中国地区的降水是增加的, 但继续隆升后, 降水开始减少, 尤其是中国西北地区。因此, 3.6~2.6 Ma 之后, 临夏盆地风砂颗粒的变细可能正是此时青藏高原开始急剧隆起, 夏季风增强、降水增多导致环境变湿所致。湿润的环境使得早先分布在湖盆内的沙丘后退甚至消失, 地层中的风成物质不再来自近源, 而是成为远源粉尘即黄土物质。这可能指示此时大气环流发生了重大改变, 指示青藏高原开始急剧隆起, 而广大青藏高原的强烈隆起大大强化了西伯利亚高压和西风环流, 尽管此时中国北方许多地区降水增加, 但推测中国和亚洲内陆地区仍是较干旱的。而强化的环流形势导致了粉尘和黄土面积的扩大, 太平洋粉尘此时显著增加^[9]可能是这一过程的产物。这一推测与此时临夏盆地出现渐新世以来第 1 次巨砾岩堆积所反映的青藏高原首次急剧隆起^[23]、中国北方上新世末-第四纪初湖泊广布及 3.6 Ma 以来中国黄土堆积范围的不断扩大^[5,24]等指示的高原隆升-环境变化事实是一致的。

致谢 作者衷心感谢刘东生院士、施雅风院士和董光荣研究员、丁仲礼研究员对本文的审阅和提出的建设性意见。同时也感谢周兴国和王选平同志协助扫描电子显微镜分析。本工作为中国科学院“九五”青藏研究 (KZ951-A1-204-02-01) 和国家自然科学基金项目 (批准号: 49871010) 资助项目。

参 考 文 献

- 1 Quade J, Cerling T E, Bowman J R. Development of Asian monsoon revealed by marked ecological shift during the Latest Miocene in north Pakistan. *Nature*, 1989, 342: 163~166
- 2 Kroon D, Steens T N F, Troelstra S R. Onset of monsoonal related upwelling in the western Arabian Sea. *Proc ODP Sci Results*, 1991, 17: 257~263
- 3 Prell W L, Kutzbach J E. Sensitivity of the India monsoon to forcing paramets and implications for it evolution. *Nature*, 360: 647~652
- 4 Harison T M, Copeland P, Kidd W S F, et al. Raising Tibet. *Science*, 1992, 255: 1663~1667
- 5 丁仲礼, 孙继敏, 朱日祥, 等. 黄土高原红粘土成因及上新世北方干旱化问题. *第四纪研究*, 1997(2): 147~157
- 6 丁仲礼, 孙继敏, 杨石岭, 等. 灵台黄土-红粘土序列磁性地层及粒度记录. *第四纪研究*, 1998(1): 86~92
- 7 孙东怀, 刘东生, 陈明扬, 等. 中国黄土高原红粘土序列的磁性地层年代与气候记录. *中国科学, D 辑*, 1997, 27(3): 265~270
- 8 孙东怀, 陈明扬, John Shaw, 等. 晚新生代黄土高原风尘堆积序列的磁性地层年代与古气候记录. *中国科学, D 辑*, 1998, 28(1): 79~84
- 9 Rea D K. The paleoclimate record provided by eolian deposition in the deep sea: the geologic history of wind. *Reviews of Geophysics*, 1994, 32: 159~195

1) 陈隆勋等. 青藏高原隆起及海陆分布变化对亚洲大陆气候的影响 (油印稿). 1998

<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/csb1999-44-12-1326>

- 10 Kutzbuch J E, Prell W L, Ruddiman W F. Sensitivity of eurasian climate to surface uplift of the Tibetan Plateau. *J Geol*, 1993, 101: 177~ 190
- 11 Ji Jun Li, Xiao Min Fang, Rob Van der Voo, et al. Magnetostratigraphy dating of river terraces: rapid and intermittent incision by the Yellow River of the northeastern margin of the Tibetan Plateau during the Quaternary. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102 (B5): 10121~ 10132
- 12 方小敏, 李吉均, 朱俊杰, 等. 甘肃临夏盆地新生代地层年代测定与划分. *科学通报*, 1997, 42(14): 1457~ 1471
- 13 谢又予. 中国石英砂表面结构特征图谱. 北京: 海洋出版社, 1984. 3~ 17
- 14 Krinsley D, Donahue J. *Atlas of Quartz Sand Surface Texture*. New York: Cambridge University Press, 1973. 91
- 15 马玉贞, 李吉均, 方小敏. 临夏地区 30.6~ 5.0 Ma 红层孢粉植物群与气候演化记录. *科学通报*, 1998, 43(3): 301~ 304
- 16 方小敏, 奚晓霞, 李吉均, 等. 中国西部晚中新世气候变干事件的发现及意义. *科学通报*, 1997, 42(23): 2521~ 2524
- 17 张云翔, 陈丹玲, 薛祥煦, 等. 中国北部 5.3 Ma 动物群的年龄分布特征与气候恶化事件. *科学通报*, 1997, 42(7): 734~ 736
- 18 张彭熹. 青藏高原盐湖几个有关地质问题的讨论. 见: 青海柴达木盆地晚新生代地质与环境演化. 北京: 科学出版社, 1986. 50~ 58
- 19 Hsu K J, Montadert L, Bernouilli D. History of the mediterranean salinity crisis. *Nature*, 1977, 267: 399~ 403
- 20 Quade J, Cater J M L, Ojha T P, et al. Late Miocene environmental change in Nepal and the north Indian subcontinent: stable isotopic evidence from paleosol. *Geol Soc Am Bull*, 1995, 107: 1381~ 1391
- 21 李吉均, 方小敏. 青藏高原隆起与环境变化研究. *科学通报*, 1998, 43(15): 1569~ 1574
- 22 Bagnold A. Experiment on gravity-free dispersion of large solid sphere in a Newtonian fluid under shear. *Proc Roy Soc of London*, 1954, 225A: 49~ 63
- 23 李吉均, 方小敏, 马海州, 等. 晚新生代黄河上游地貌演化与青藏高原隆起. *中国科学, D 辑*, 1996, 26(4): 316~ 322
- 24 刘东生. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985

(1998-06-23 收稿, 1999-02-02 收修改稿)

煌斑岩岩浆能携带金吗? ——高温超高压实验的证据

黄智龙 朱成明 肖化云 刘丛强

(中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放实验室, 贵阳 550002)

摘要 以云南老王寨金矿区煌斑岩为初始物, 利用 DS-29A 型 3 600 t 超高压装置在 1.5 和 3.0 GPa 条件进行了煌斑岩+ 金体系的熔融实验. 实验结果表明, 均匀分布于煌斑岩中的金粉 (小于 400 目) 聚集成金球沉积于实验产物的底部, 煌斑岩熔体 (玻璃) 中金含量甚微, 煌斑岩中存在硫有利于金聚集成球而沉积. 据此认为煌斑岩岩浆携金能力较差, 在金矿化过程中提供大量金源的可能性较小.

关键词 煌斑岩 金 高温超高压实验

煌斑岩与金矿化时间上、空间上密切共生, 世界范围内许多大型-超大型金矿均有例证. 但直到 Rock 等人^[1, 2] 提出煌斑岩中温热液金矿成因模式 (简称“Rock 模式”) 后, 人们才重新认识到煌斑岩在金矿成矿过程中的重要作用, 寻找煌斑岩与金矿化的成因联系便成为地学界的

<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/csb1999-44-12-1326>