低偏心率间冰期(MIS 19)黄土高原生态环境变化及影响机制

张月婷^{1,2}, 吴乃琴^{1,2,3*}, 李丰江^{1,3,4}, 郝青振^{1,2,4}, 董亚杰¹, 张丹^{1,2}, 吕厚远^{1,2,5}

1. 中国科学院地质与地球物理研究所, 中国科学院新生代地质与环境重点实验室, 北京 100029;

2. 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049;

3. 中国科学院地球科学研究院, 北京 100029;

4. 中国科学院生物演化与环境卓越创新中心, 北京 100044;

5. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101

* 通讯作者, E-mail: nqwu@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2020-01-08; 收修改稿日期: 2020-05-01; 接受日期: 2020-05-08; 网络版发表日期: 2020-06-10

国家自然科学基金项目(批准号: 41430103)、中国科学院战略性先导科技专项B类项目(编号: XDB26000000)和中国博士后科学基金项目(编号: 2017M620895)资助

摘要 研究与全新世天文背景相似的去冰期气候生态环境变化, 是认识全新世及未来气候变化趋势的重要途径之一, 深海氧同位素19期(MIS 19)因与全新世都处于地球轨道低偏心率时期, 近年来受到学界的广泛关注和重视. 东亚季风区的黄土-古土壤序列是研究MIS 19期(即S7古土壤层)生态环境变化过程的良好地质记录. 本研究对黄土高原自西向东的会宁、西峰和洛川黄土剖面L8-L7地层(MIS 20-18期)开展了系统的蜗牛化石组合研究, 探讨黄土高原在过去80~70万年期间从冰期-间冰期-冰期的气候生态环境的时空演变过程. 研究显示深海氧同位素20期(MIS 20)晚期3个剖面均以喜冷干蜗牛种类占优势, 指示该时期整个高原区域气候相对寒冷、干旱, 冬季风影响强盛. MIS 19期以喜温湿和暖湿种类为主, 可区分为早、晚两个阶段, 早期(约790~778ka)喜温湿和暖湿种类含量出现峰值, 气候温暖湿润, 温暖程度略高于该区现今的温度状况, 且温暖状况延续了约12kyr; 晚期(约778~761ka)喜冷干和温湿种类丰度增加, 气候温凉湿润, 与现今的温度状况相近, 气候波动性加大. 深海氧同位素18期(MIS 18)早期(约761~745ka)东部黄土高原的西峰和洛川剖面喜温湿和暖湿种类仍保持有较高的丰度, 指示这时期该区域气候仍具有MIS 19晚期温湿的特征, 受较强的夏季风影响, 这种状况在东部高原持续了约1.5万年. 然而, 西部高原的会宁剖面在MIS 18早期时喜冷干种群成为绝对主导, 表明此阶段该区是寒冷、干旱的冰期气候, 冬季风影响强烈. 此时段整个黄土高原地区气候空间梯度显著加大, 区域环境差异明显. 分析认为, 黄土高原MIS 20-18气候环境变化过程主要受控于该时期地球轨道参数配置所导致的太阳辐射量的变化, 低偏心率间冰期-冰期转换时期特殊的轨道配置方式加强了东亚夏季风, 有利于黄土高原生态环境的改善, 特别是对东部黄土高原季风影响强烈的区域更为有利. 推测在自然环境变化背景下, 黄土高原现今温暖湿润的气候环境状况可能还可以延续3万年, 但气候的不稳定性会加强, 冬、夏季节差异会加大.

中文引用格式: 张月婷, 吴乃琴, 李丰江, 郝青振, 董亚杰, 张丹, 吕厚远. 2020. 低偏心率间冰期(MIS 19)黄土高原生态环境变化及影响机制. 中国科学: 地球科学, 50(10): 1477-1491, doi: [10.1360/SSTe-2020-0006](https://doi.org/10.1360/SSTe-2020-0006)

英文引用格式: Zhang Y, Wu N, Li F, Hao Q, Dong Y, Zhang D, Lu H. 2020. Eco-environmental changes in the Chinese Loess Plateau during low-eccentricity interglacial Marine Isotope Stage 19. Science China Earth Sciences, 63(9): 1408-1421, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9628-5>

关键词 中国黄土-古土壤, 陆生蜗牛化石, 低偏心率间冰期, MIS 19, 气候环境格局

1 引言

全新世的温暖气候已经持续1万多年, 其未来演化的过程与趋势关乎到人类社会的发展历程, 是国际社会关注的焦点之一。目前对全新世气候在自然条件下如何演化仍存在很大争议(Kukla等, 1972; Loutre和Berger, 2000; Tzedakis, 2010; Vettoretti和Peltier, 2011; Hao等, 2012; Tzedakis等, 2012; Candy等, 2014; Gano-polski等, 2016; Vavrus等, 2018)。寻找与研究和全新世天文背景相似的去间冰期相似型, 是理解全新世未来在自然条件下如何演化的突破口。

过去80万年来, MIS 11、19期与全新世天文背景相似, 它们都处在地球轨道偏心率40万年周期的最低值期, 这些时期岁差作用相对较小, 太阳辐射变化幅度减小(Loutre和Berger, 2000; Tzedakis, 2010)。MIS 11是过去80万年来持续时间最长, 最温暖的间冰期(Tzedakis等, 2006; Melles等, 2012; Past Interglacials Working Group of PAGES, 2016), 一直以来被认为是全新世气候变化的合适相似型(Berger等, 2003; Loutre和Berger, 2003; Candy等, 2014)。近年来研究表明, MIS 19期与全新世的天文背景更加相似, 二者岁差最小值和地轴倾角最大值几乎处于同相位, 被认为是全新世更合适的相似型(Tzedakis等, 2009, 2012; Yin和Berger, 2012, 2015)。国际学术界对MIS 11期开展了广泛的研究, 对MIS 11期时的气候环境状况及变化过程等有了深入的认识, 但对MIS 19期的研究还很缺乏。

近年来, 有关MIS 19期连续、高分辨率的定量-半定量古气候记录主要来自海洋、少量湖泊和南极冰芯(Jouzel等, 2007; Loulergue等, 2008; Lüthi等, 2008; Tzedakis等, 2012; Kitaba等, 2013; Bertini等, 2015; Emanuele等, 2015; Ferretti等, 2015; Giaccio等, 2015; Marino等, 2015; Maiorano等, 2016; Sánchez Goñi等, 2016; Suga-numa等, 2018; Nomade等, 2019; Regattieri等, 2019), 例如: 北大西洋底栖和浮游有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 以及颗石藻记录研究表明, MIS 19早期气候温暖且相对稳定(Ferretti等, 2015), 此时的海表水动力条件与现今相似(Emanuele等, 2015), 晚期气候逐渐变冷, 并发生了

多次千年尺度的气候波动(Tzedakis等, 2012; Emanuele等, 2015; Ferretti等, 2015); MIS 19期, 意大利南部地区温度、降水增加, 温带森林发育, 早期的水热条件与现今相近(Bertini等, 2015), 伊比利亚西南海域的孢粉记录显示地中海森林花粉含量增加, 陆地森林覆盖度增加, 但低于全新世时期, 间冰期气候适宜期持续了约12.5kyr(Sánchez Goñi等, 2016), 日本千叶地区温带落叶阔叶林扩张, 取代了冰期时的针叶林植被, 暖湿的气候状况持续了约10kyr, 但低于现在的温暖条件(Suga-numa等, 2018); 南极冰芯的 δD 和温度记录显示MIS 19期温暖程度与今天相似, 比全新世低约1~2℃(Jouzel等, 2007)。近年来, 一项突出的进展来自于中国黄土地层研究, Hao等(2012)对黄土高原驿马关和洛川的S7及其上下黄土地层开展高分辨率的粒度与磁化率记录研究, 比较二者的相位关系, 得出黄土高原地区MIS 19期是温暖的间冰期, 其温暖的状况可一直持续到MIS 18期早期, MIS 18早期气候表现为相对温和、偏干旱的非冰期特点, 据此推测全新世温暖的气候状况可能还要延续3万年。迄今为止, 对低偏心率时期北半球不同气候带陆地系统内MIS 19期的气候变化过程、温暖期长度、温暖程度以及不稳定气候事件等研究依旧还很少, 特别是还缺少对气候变化敏感的生物指标的研究, 限制了对MIS 19温暖期和其前后时期气候生态环境在时、空特征上的对比分析。

中国的黄土-古土壤序列保存了2.6Ma以来连续的陆相环境记录(刘东生等, 1985; Ding等, 2002), 是研究干旱、半干旱区低偏心率间冰期气候变化和古环境格局的良好地质记录(Wu等, 2007; Hao等, 2012)。S7古土壤层(对应于MIS 19期)及其上下黄土层, 地层清楚, 沉积稳定, 适合开展区域空间对比。S7地层中保存了丰富的陆生蜗牛化石, 这是一类对温度和湿度变化反应十分敏感的生物指标, 是研究MIS 19期黄土高原生态环境格局良好的生物记录。本文选择黄土高原自西向东的会宁、西峰和洛川3个剖面的L8-L7地层, 开展高分辨率的陆生蜗牛化石组合研究, 探讨: (1) 黄土高原地区MIS 20-18的气候、环境演变过程; (2) MIS 19期黄土高原的生态环境格局, 气候的温暖状况、温暖期持

续时间和不稳定性特征等; (3) MIS 18 早期的气候、生态环境特点, 水热配置状况, 是否存在低偏心率间冰期温暖气候后延的状况? 假如存在, 何种因素导致了温暖期气候的后延?

2 材料和方法

黄土高原现代气候主要受季节性交替的东亚冬、夏季风控制(Zhang和Liu, 1992), 夏季受热带/亚热带起源的夏季风控制, 气候温暖湿润; 冬春季节, 来自西伯利亚的冬季风盛行, 气候寒冷干燥(图1). 会宁剖面(36°14'N, 105°09'E, 海拔2100m)地处西部黄土高原(以六盘山为界), 位于甘肃省会宁县草滩乡的残塬台地区, 该区位于东亚季风气候的西北边缘, 属中温带干旱-半干旱气候(周淑贞等, 1997), 现今年均温(MAT)和年降水量(MAP)为7.3℃、330mm. 西峰和洛川剖面地处东部黄土高原, 西峰剖面(35°46'N, 107°41'E, 海拔1350m)位于甘肃省庆阳市董志塬, 该区现今MAT和MAP为8.3℃、560mm; 洛川剖面(35°45'N, 109°25'E, 海拔950m)位于陕西省洛川县洛川塬, 现今MAT和MAP为9.0~9.2℃、620mm; 两区域为暖温带半湿润-半干旱

季风气候(周淑贞等, 1997). 3个剖面在黄土高原形成近东-西向分布, 跨度达400km(图1).

西峰和洛川剖面是黄土高原经典的黄土剖面, 前人已经从物理、化学和生物指标方面做了很多工作(Heller和Liu, 1982; 刘东生等, 1985; Kukla, 1987; Kukla等, 1990; Porter和An, 1995; Guo等, 2000; Lu等, 2000; Wu等, 2007; Rousseau等, 2009; Wu和Wu, 2011), 然而, 有关L8-L7黄土沉积期的生态环境状况的研究还很少, 尤其缺乏对气候环境变化敏感的生物指标的研究工作. 会宁断崖剖面是新研究的黄土剖面, 地层厚度大, 是研究高分辨率气候环境变化的良好地层记录. 图2显示了3个剖面90万年以来地层磁化率与深海氧同位素记录LR04 $\delta^{18}\text{O}$ (Lisiecki和Raymo, 2005)的对应关系. 3个剖面黄土-古土壤序列组成相同, 与深海氧同位素阶段对应良好, 黄土层L8、L7分别对应冰期MIS 20、MIS 18期, L7黄土层可进一步细分为3个地层单元: L7-3、L7-2、L7-1(图3), 分别对应MIS 18的早、中、晚3期, 古土壤层S7对应间冰期MIS 19.

三个剖面的年代序列建立是依据磁化率快速变化的中点来确定黄土-古土壤层的界线(Hao等, 2012), 对比3个剖面的磁化率与LR04 $\delta^{18}\text{O}$ (Lisiecki和Raymo,

图1 黄土高原研究点位和六盘山的地理位置以及现代的气候梯度

左上角的插图显示中国黄土高原的地理位置以及盛行的季风环流(虚线箭头: 冬季风, 实线箭头: 夏季风). 年均温(MAT)、年降水(MAP)的等值线数据来源于中国气象局722个气象站点40年(1961~2000年)的现代气象数据的平均值(林忠辉等, 2002). 红色圆点: 会宁、西峰和洛川剖面

图2 会宁、西峰和洛川剖面90万年以来磁化率随深度的变化以及与深海氧同位素记录LR04 $\delta^{18}\text{O}$ 、偏心率和65°N 6月21日太阳辐射的对应关系

LR04 $\delta^{18}\text{O}$ 记录据Lisiecki和Raymo(2005), 偏心率和65°N 6月21日太阳辐射据Laskar等(2004). 黄土和古土壤层的命名依据Liu和Ding(1998), 海陆之间的对比依据Liu等(1999)

2005)记录, 以氧同位素阶段的界线年龄作为黄土-古土壤界线的绝对年龄控制点(Hao等, 2012), 在控制点之间依磁化率模型(Kukla等, 1990)内插得到剖面的年龄序列. 如前人所指出, 虽然该模型的前提假设条件存在一些争议(Heller等, 1993), 但仍不失为建立长序列黄土独立年代标尺的有效模型之一(Kukla等, 1990; Guo等, 2000; Wu和Wu, 2011).

会宁、西峰和洛川剖面L8-L7地层分别厚13.5、7.5和5.7m, 本次研究主要以10cm间距(会宁剖面S7地层以5cm间距)采样, 分别采集蜗牛化石组合样品159、75和57个, 并同层位采集磁化率样品, 共计获得蜗牛化石组合和磁化率样品各291个. 会宁剖面每10cm黄土地层分辨率为0.45~0.6kyr、每5cm古土壤层为0.85kyr; 西峰剖面每10cm间距的黄土层和古土壤层的分辨率分别为1.1kyr和1.8kyr, 洛川剖

面分别为1.5kyr和2.3kyr. 每个采集的蜗牛化石组合样品均重约15kg, 野外用0.5mm孔径的筛网进行水筛洗, 实验室内对样品进一步冲洗、烘干, 然后在显微镜下挑出所有蜗牛化石个体和碎片. 对完整个体进行鉴定、分类和定量统计, 具有明显形态特征的化石碎片采用Puisségur(1976)的方法计入个体总数.

需要指出, 在黄土-古土壤的发育过程中, 由于碳酸盐的淋溶作用会对蜗牛壳体的保存产生显著影响, 特别是在古土壤层的下部碳酸盐的淋溶淀积作用更为强烈. 不同蜗牛种类的碳酸钙壳体的抗溶蚀能力不同, 喜暖湿的薄壳蜗牛较厚壳的喜冷干蜗牛类更易发生壳体溶蚀, 这在降水越高的区域越显著. 在本研究中, 较强烈的土壤淋溶作用发生在东部黄土高原的洛川剖面S7古土壤层的下部, 导致蜗牛组合组成和丰度发生改

图 3 会宁(a)、西峰(b)和洛川(c)剖面L8-L7地层蜗牛化石个体数量(每15kg的总个数)和磁化率随深度的变化

蜗牛3种生态类群以颜色来区分(蓝色、深紫色、绿色和灰色代表喜冷干类群, 紫色代表喜温湿类群, 红色代表喜暖湿类群). 水平黑色虚线代表黄土-古土壤层界线, 水平灰色虚线代表弱古土壤层和黄土层界线

变, 在作古环境解译时需要注意. 而西部黄土高原由于夏季风影响弱, 土壤风化淋溶作用也弱(如会宁剖面同

层位的S7古土壤层), 钙质的蜗牛壳体可以很好的保存下来, 能够真实地反映当时的气候环境状况.

3 结果

图3显示了会宁、西峰和洛川剖面L8-L7地层的蜗牛化石个体数量随深度的变化。可以看出, 3个剖面蜗牛化石数量十分丰富, 但不同剖面间化石数量差异明显。会宁剖面蜗牛化石数量较丰富, 最高层位达到636个/15kg(S7, 深度101.9m), 平均达到240个/15kg。西峰剖面化石数量最为丰富, 最高层位达到2950个/15kg(L7-3, 深度66.3m), 平均达906个/15kg。洛川剖面蜗牛个体数量最高层位达1252个/15kg(L7-3, 深度49.5m), 平均为300个/15kg。

3个剖面L8-L7地层共鉴定出17种蜗牛(图3和4; 表1), 根据蜗牛化石现生种类的生态特点及其对温度、湿度的要求, 可以把这17种蜗牛区分为3种生态类型(图3和4): (1) 喜冷干类型, 包括杯虹蛹螺*Pupilla cupa*、脆瓦娄蜗牛*Vallonia tenera*、杂色虹蛹螺*Pupilla aeoli*和华蜗牛*Cathaica*等; (2) 喜温湿类型, 主要为冠状砂螺*Gastrocopta coreana*和多齿砂螺*Gastrocopta armigerella*; (3) 喜暖湿类型(南方类型), 主要为显口多点螺*Punctum orphana*和间齿螺类*Metodontia*(陈德牛和高家祥, 1987; Rousseau和Wu, 1997, 1999; 吴乃琴等, 2000; Wu等, 2001)。

会宁剖面L8-L7地层蜗牛化石种类少, 仅鉴定出7个种类, 其中6个种类为喜冷干类型, 仅1个种为喜温湿类型(图3a)。喜冷干类型中*P. cupa*、*P. aeoli*和小粉华蜗牛*Cathaica pulveraticula*为优势种类, 组成了整个蜗牛群落丰度的90%以上; *P. aeoli*是整个剖面中含量最高的种类, 在MIS 19和MIS 18期中部达到了80%, 其次是*P. cupa*, 在MIS 20早期和MIS 18早期成为主导, 含量高达86%; *C. pulveraticula*在整个研究时段约占20%。喜温湿的*G. armigerella*仅出现在MIS 19期, 较高的丰度出现在MIS 19早期, 含量约3~10%, 晚期仅约1%(图3a和5a)。

西峰剖面共鉴定出14种蜗牛种类, 其中8种为喜温湿和暖湿的种类, 6种为喜冷干的类型(图3b)。在喜温湿和暖湿类群中, 以砂螺类*Gastrocopta*、显口多点螺*P. orphana*和间齿螺*Metodontia*类占优势, 诸如喜暖湿的*P. orphana*在MIS 19期时最高峰值超过了10%, 并共生了3种*Metodontia*类的属种; 喜温湿的*Gastrocopta*类在MIS 20早期和MIS 18期的中期大量出现, 丰度高达33%。在喜冷干类群中, *P. aeoli*、*V. tenera*和*P. cupa*是3

图4 会宁、西峰和洛川剖面L8-L7地层典型的蜗牛种类图 1~16为喜冷干类群, 17~22为喜温湿类群, 23~30为喜暖湿类群。1~2 *Pupilla cupa*; 3~4 *Pupilla aeoli*; 5~6 *Succinea* sp.; 7~9 *Vallonia tenera*; 10~12 *Vallonia* cf. *pulchella*; 13~14 *Cathaica pulveraticula*; 15~16 *Cathaica pulveratrix*; 17~18 *Gastrocopta armigerella*; 19~20 *Gastrocopta coreana*; 21~22 *Vertigo chenchiaowoensis*; 23~24 *Metodontia huaiensis*; 25~27 *Punctum orphana*; 28~30 *Metodontia yantaiensis*。图中线段代表1mm

个最主要的优势种类, 特别是*P. aeoli*在整个序列的大部分阶段丰度都超过了50%, 在MIS 18期早期甚至超过了80%; *V. tenera*和*P. cupa*在MIS 20晚期和MIS 18晚期占优势, 丰度分别高达65%和35%(图3b和5b)。

洛川剖面蜗牛种类组成最为丰富, 共鉴定出16个种类, 其中8种为喜暖湿和温湿种类, 8种为喜冷干类型(图3c)。喜温湿和暖湿类群中*Gastrocopta*类、*Metodontia*类和*P. orphana*种为优势属种, 组成了整个蜗牛群落丰度的35%以上, 如喜暖湿种*P. orphana*和喜温湿的*Gastrocopta*类在MIS 18早期的平均丰度分别达到了17%和近30%; *Metodontia*类在MIS 18期仍有较丰富的出现。喜冷干类群中以*P. aeoli*和*V. tenera*为优势种类, *V. tenera*在整个序列中丰度不低于20%, 在MIS 20晚期和MIS 18晚期甚至高达80%; *P. aeoli*的丰度呈现出0~60%左右的大幅度波动变化(图3c和5c)。

为了更直观地表达蜗牛化石组合反映的黄土高原

表 1 三个黄土剖面L8-L7地层鉴定的蜗牛化石属种列表

科	种
瓦娄蜗牛科 Valloniidae	美丽瓦娄蜗牛相似种 <i>Vallonia</i> cf. <i>pulchella</i> (Müller, 1774)
	脆瓦娄蜗牛 <i>Vallonia tenera</i> (Reinhardt, 1877)
虹蛹螺科 Pupillidae	杂色虹蛹螺 <i>Pupilla aeoli</i> (Hilber, 1883)
	杯虹蛹螺 <i>Pupilla cupa</i> (Jan, 1820)
	多齿砂螺 <i>Gastrocopta armigerella</i> (Reinhardt, 1877)
	冠状砂螺 <i>Gastrocopta coreana</i> Pilsbry, 1916 陈家窝旋螺 <i>Vertigo chenchiawoensis</i> Li, 1966
巴蜗牛科 Bradybaenidae	粉华蜗牛 <i>Cathaica pulveratrix</i> (Martens, 1882)
	小粉华蜗牛 <i>Cathaica pulveraticula</i> (Martens, 1882)
	华蜗牛未定种 <i>Cathaica</i> sp.
	汉山间齿螺 <i>Metodontia huaiensis</i> (Crosse, 1882)
	烟台间齿螺 <i>Metodontia yantaiensis</i> (Crosse和 Debeaux, 1863)
内齿螺科 Endodontidae	间齿螺未定种 <i>Metodontia</i> sp.
	显口多点螺 <i>Punctum orphana</i> (Heude, 1882)
拟阿勇螺科 Ariophantidae	光囊恰里螺 <i>Kaliella lamprocystis</i> Moellendorff, 1899
琥珀螺科 Succineidae	琥珀螺未定种 <i>Succinea</i> sp.

MIS 20-18期气候演变历史, 我们用不同剖面中喜暖湿类群与喜冷干类群个体数量的比值(TH/CA)来代表季风影响强度变化, 在西峰和洛川剖面选择了可准确鉴定到种的喜暖湿种类(*P. orphana*+汉山间齿螺*Metodontia huaiensis*+烟台间齿螺*Metodontia yantaiensis*+光囊恰里螺*Kaliella lamprocystis*)与3个喜冷干类型(*P. cupa*+*V. tenera*+*P. aeoli*)的比值, 会宁剖面由于缺少喜暖湿的种类, 故采用了喜温湿种类*G. armigerella*与3个喜冷干类群(*P. cupa*+*V. tenera*+*P. aeoli*)的比值. 如图5所示, 会宁剖面TH/CA最大比值出现在MIS 19期早期, 之后逐渐减小, 在两个冰期几近为零; 西峰剖面TH/CA最大比值同样出现在MIS 19期早期, 之后逐渐减弱, 至MIS 19-18期交界降至低值, MIS 18期呈现早期低, 中期升高, 晚期又降低的趋势; 洛川剖面TH/CA比值除了在MIS 20期和MIS 18晚期较低以外, 其他时段值较高, 并呈现出大幅度的波动变化. 需要指出的是, 洛川剖面MIS 19-18期出现的这种大幅度的波动过程可能与该时期低的沉积速率和较强的土壤淋溶作用有关(特别是S7古土壤层下部), 低的沉积速率导致千年-百年尺度气候变化信息的丢失, 该时期蜗牛化石组成、丰度以及TH/CA比值等的变化指示了该区域更大

尺度上的气候波动过程.

4 讨论

4.1 黄土高原MIS 20-18生态气候变化过程

黄土高原会宁、西峰和洛川剖面L8-L7地层丰富的陆生蜗牛化石为探讨MIS 20-18期生态环境格局提供了良好的生物证据, 3个剖面鉴定出的蜗牛化石种类在现代黄土高原均具有对应的现生种类(刘东生等, 1985; 陈德牛和高家祥, 1987; Wu等, 2007), 这为研究低偏心率间冰期MIS 19期及其前后的生态气候环境变化提供了可靠的借鉴. 为更好地描述3个剖面蜗牛种属及丰度的变化, 我们对各剖面选择5~6个优势种, 结合TH/CA比值的变化, 论述MIS 20-18期黄土高原的生态环境演化过程(图5).

4.1.1 MIS 20(L8沉积期)气候演变过程与生态环境格局

黄土高原会宁、西峰和洛川3个剖面MIS 20期蜗牛化石组合以喜冷干的冰期类群为主(Wu等, 2018), 主要的优势种类为*P. cupa*、*V. tenera*和*P. aeoli*, 反映L8黄土层形成于冷干的冰期环境(Wu等, 2001, 2007; Wu和Wu, 2011). 根据3个剖面蜗牛化石优势种组成和TH/CA比值的变化可将MIS 20期划分为早、晚两个阶段. 早期(812~800ka), 会宁剖面*P. cupa*占绝对优势, 指示冷干环境条件(陈德牛和高家祥, 1987; Wu和Wu, 2011); 西峰和洛川地区则以*P. aeoli*占优势, 并伴随有较高丰度的喜温湿*Gastrocopta*类, TH/CA比值较低, 反映凉湿的气候特点(Wu等, 2007). 晚期(800~790ka), 会宁剖面仅有极个别的喜冷干蜗牛化石个体, 指示极端干冷的气候环境; 西峰和洛川剖面均以喜冷干种*V. tenera*和*P. cupa*占绝对优势, 为典型的冰期冷干环境(吴乃琴等, 2000; Wu等, 2007; Wu和Wu, 2011).

4.1.2 MIS 19(S7沉积期)气候演变过程与生态环境格局

MIS 19期3个剖面蜗牛化石组合以喜温湿和暖湿类群为主, TH/CA比值和磁化率值达到最高, 反映这时期黄土高原气候总体温暖湿润(Wu等, 2007, 2018), 但不同剖面蜗牛组合和丰度变化反映出明显的区域气候差异.

图5 会宁(a)、西峰(b)和洛川(c)剖面MIS 20-18(L8-L7)蜗牛优势种百分含量、个体总数和暖冷比值(TH/CA)与磁化率、LR04 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化

TH/CA: 在会宁剖面为 $G. armigerella/(P. cupa + V. tenera + P. aeoli)$, 在西峰和洛川剖面为 $(P. orphana + Metodontia huaiensis + Metodontia yantaiensis + Kaliella lamprocystis)/(P. cupa + V. tenera + P. aeoli)$. LR04 $\delta^{18}\text{O}$ 据 Lisiecki 和 Raymo (2005). 粉色阴影区代表淋溶作用较强时期

会宁剖面MIS 19期蜗牛化石组合组成和TH/CA比值变化, 揭示这时期气候变化经历了明显的早、晚两个阶段, 早期(约790~780ka)以高丰度的*P. aeoli*(~80%)为优势种群, 伴生有一定量的喜温湿种*G. armigerella*(约3~10%), 该组合现今生存于黄土高原MAT约6~8℃、MAP约300~500mm的区域(Wu等, 2007; 图1; 表土未发表数据), 与今天会宁地区现生蜗牛群落组合组成和丰度相近(如*P. aeoli*丰度达~80%, *G. armigerella*的丰度略低一些约为1%)(图6), 表明MIS 19早期会宁地区的气候比现在略加温暖湿润些, 这种温凉的气候环境大约持续了1万年; 晚期(约780~761ka)蜗牛组合仍以*P. aeoli*为优势种, 但喜冷干的*P. cupa*和*C. pulveraticula*的含量增加, *G. armigerella*丰度降低(仅占1~2%), TH/CA比值明显降低, 此种蜗牛组合与会宁地区现今的生物组合十分相近(图6), 表明该时期的气候环境与目前该地的状况比较接近, 年均温度约7~7.5℃, 降水约320~350mm. MIS 19期晚期气候总体向变冷、变干的方向发展, 时间大约持续了2万年, 直至在760ka前后进入MIS 18冰期.

西峰剖面MIS 19期蜗牛化石组合和TH/CA比值变

化也显示出这时期该区域气候环境经历了两个阶段. 早期(约790~778ka)蜗牛化石组合出现以喜暖湿种属*P. orphana*(8~12%)、*Metodontia*类及喜温湿种*G. armigerella*(15~30%)为特征的间冰期群落组合(Wu等, 2018), 该组合对应了现今黄土高原MAT约8~9.5℃, MAP约550~650mm的环境区域(图1、现代表土未发表数据), 由此可以得出这个时期西峰地区较现今温度要高约1℃, 降水增加约50~100mm, 这样的暖湿气候条件持续了约1.2万年. 晚期(约778~761ka)喜冷干种类*V. tenera*的丰度增加(~20%), *P. aeoli*的丰度继续保持在50~60%, 喜暖湿种类的丰度(~6%)及TH/CA比值逐渐降低, 指示这时期的温、湿度条件较早期明显下降, 与西峰地区现生蜗牛群落组合和丰度特点相似(图6), 可以推测此时期该区域的水热条件与该地现今的状况相当, 为半干旱-半湿润的温凉气候.

洛川剖面MIS 19期蜗牛化石组合和TH/CA比值变化同样反映出该时期气候环境经历了早、晚两个阶段. 早期(约790~778ka)气候十分温暖湿润, 表现为土壤成壤程度高. 如前所述, 强烈的成壤作用导致蜗牛壳体, 特别是喜暖湿类群壳体(壳薄, 易溶)被大量溶

图6 会宁(3个)、西峰(20个)和洛川(2个)3个剖面点附近现代表土样品蜗牛优势种百分含量和个体总数变化图
蜗牛表土样均重15kg

蚀,使TH/CA比值降低。尽管如此,总的蜗牛化石组成仍能够反映出这时期气候较今暖湿的特点(图6),暖湿环境在洛川区域持续了约1.2万年;晚期(约778~761ka)喜暖湿和温湿种类丰度仍然较高,但喜冷干种类数量增加(图3),TH/CA比值较高且呈现多次大幅度波动变化,对比该区域现生蜗牛组合组成和丰度(图6),可以推断该时期总体气候状况比较温和,水热条件较今略高,温度变化在9.5~10.5℃,降水在600~700mm(图1)。

由上述分析可以看出,MIS 19期时黄土高原的气候环境总体比较温暖湿润,东部地区的暖湿程度明显优于西部,与今天的气候环境格局类似。早期阶段的气候环境状况均比现今各区域的水热条件更好一些,晚期与现今的暖湿状况相当,或更好一些(在洛川地区)。需要指出,MIS 19期黄土高原的气候变化具有明显不稳定的特征,在东部表现为大幅度的波动变化(可能与样品分辨率有关),在西部为小幅度的多频次波动,显示出与全新世相类似的千年尺度的气候波动过程(Bond等, 1997)。

4.1.3 MIS 18(L7沉积期)气候演变过程与生态环境格局

MIS 18期黄土高原的蜗牛化石记录和磁化率峰值变化显示这时期生态环境变化经历了3个阶段。本节将重点探讨MIS 18早期(约761~745ka)低偏心率天文背景下黄土高原的气候环境格局,这对认识处于相同天文背景下的今天和未来的自然气候环境变化趋势无疑具有重要的参考价值。

MIS 18早期3个剖面蜗牛化石属种组成和丰度变化,以及TH/CA比值均呈现出明显的差异,表明3个地区气候环境存在显著不同。西部黄土高原会宁剖面全部由喜冷干蜗牛种类所组成,耐寒冷的*P. cupa*种群丰度超过了80%,几乎没有喜温湿种类出现,类似的现生蜗牛组合和丰度变化见于青藏高原4000m海拔地区(现代表土未发表数据),反映该时期会宁地区是寒冷的冰期气候环境,MAT约4~6℃,MAP在300~400mm(陈德牛和高家祥, 1987);东部黄土高原西峰剖面该时期以喜冷干的*P. aeoli*占绝对优势(>80%),伴随有相当数量的喜温湿和暖湿种类*G. armigerella*和*P. orphana*,TH/CA比值低,表明该区也进入了冰期阶段,水热条件相对MIS 19晚期明显下降,但其寒冷的程度远不及西部的会宁地区,推测此时期温度较今低约1~2℃,降水

要少100~150mm;洛川剖面该时期以较高丰度的喜暖湿和温湿种类为特征,最高丰度达到了整个群落数量的约65%,TH/CA比值较高(平均约0.43),指示了比较温暖湿润的气候环境,其温暖程度不低于MIS 19晚期,并且延续了MIS 19晚期大幅度气候冷暖波动的特点。由上分析可以看出,MIS 18早期黄土高原东西部气候环境格局与今天相比显著不同,空间气候梯度明显增大。该时期特殊的天文驱动背景导致东部黄土高原延迟了对全球性冰期气候的响应,详细讨论见4.2节。

MIS 18中期是间冰阶时段,该时期3个剖面蜗牛化石组合和丰度及TH/CA比值变化指示黄土高原气候总体相对温和,东部较之西部更加温暖湿润;MIS 18晚期为正常的冰期气候特征,尤其是西部的会宁地区表现为典型的冰期气候环境,东部的西峰和洛川地区温、湿度状况相对较高。总之,无论是冰期还是间冰期,黄土高原的环境状况始终是东部地区水热条件优于西部地区,与今天的气候环境格局类似。但在不同时段,气候环境的梯度有明显差异,冰期的气候梯度比间冰期要显著大得多。

4.2 MIS 18早期黄土高原温湿气候影响机制

米兰科维奇理论认为地球轨道参数周期性变化引起的太阳辐射量的变化是驱动第四纪冰期-间冰期波动的主导因素(Milankovitch, 1941)。高纬冰盖(冰期)能否形成取决于高纬地区夏季太阳辐射量的变化,分别有以下3种情形:当岁差最小值(北半球夏季在近日点)与地轴倾角最大值同步变化,二者峰值时间差 $t < 5\text{ka}$ 时,导致北半球夏季太阳辐射量增大,易引发冰消期,形成偏暖的间冰期(Jouzel等, 2007; Huybers, 2011);第2种情况是岁差最大值(北半球夏季在远日点)与地轴倾角最小值同步变化($t < 5\text{ka}$)时,导致北半球夏季太阳辐射量减小,极易触发冰期(Masson-Delmotte等, 2006; Hao等, 2015);第3种情况是当岁差最大值和地轴倾角最小值偏离越大($t > 5\text{ka}$),越不易触发冰期(Hao等, 2015)。MIS 20-18期的天文轨道参数配置符合上面3种情形,MIS 19期早期属于第1种情形,岁差最小值与地轴倾角最大值变化同步($t=0\text{ka}$),诱发了MIS 19期早期温暖的间冰期气候环境,MIS 18晚期则符合第2种情形,岁差最大值与地轴倾角最小值变化同步($t=2\text{ka}$),为典型的冰期气候环境(图7)。

异常的情形出现在MIS 19晚期到MIS 18期过渡时

图7 西峰剖面磁化率(a)以及会宁(b)、西峰(c)和洛川(d)剖面TH/CA比值与LR04 $\delta^{18}\text{O}$ 及地球轨道参数的对比

LR04 $\delta^{18}\text{O}$ 据Lisiecki和Raymo(2005). 灰色矩形表示MIS 19-MIS 18的过渡时期. 依据间冰期期间岁差最小值比MIS 19与全新世, 紫点线代表现在, 相当于776ka(Tzedakis, 2010; Tzedakis等, 2012; Candy等, 2014). (d)中紫色双箭头表示预测的全新世未来暖期长度. (f)、(g)和(h)分别表示地轴倾角、岁差和65°N 6月21日太阳辐射辐射(Laskar等, 2004). (f)和(g)中的数字表示相邻的倾角和岁差的峰值时间差. (h)的垂直黑线表示65°N 6月21日太阳辐射最小值

期, 该时期地轴倾角最小值和岁差最大值峰值时间差 $>5\text{ka}$ ($t=6\text{ka}$)(图7), 对应于上述天文轨道配置的第3种情形, 即不易形成冰期情形, 再加上此时处于偏心率最小时期, 太阳辐射变化幅度减小, 这样的天文要素组合使MIS 19晚期向MIS 18期过渡时产生了较之正常冰期更高的夏季太阳辐射量(图2和7; Loutre和Berger, 2003; Hao等, 2012, 2015), 对北半球包括东亚地区的气候环境产生了显著的影响. 因为相对较高的夏季太阳辐射量导致了南海与西太平洋暖池海表温度升高(de Garidel-Thoron等, 2005; Li等, 2011), 亚洲大陆与周边海洋的热力差异加大, 海洋向陆地输送的热量和水汽增加, 东亚夏季风得到加强. 尽管这时期增强的太阳辐射量加强了东亚夏季风的影响, 但其影响强度远不及正常的间冰期, 导致黄土高原东、西部的生态环境出现显著差异. 该时期增强的东亚夏季风给东部黄土高原带来了足够的水热条件, 使得喜温湿和暖湿的蜗牛种群在冰期的背景下繁盛的生长发育, 极大地改善了洛川和西峰地区的生态环境格局. 然而, 这时期西部黄土高原会宁剖面的蜗牛组合为典型的冰期群

落组成, 其丰度变化出现明显的高纬地区千年尺度气候波动模式, 说明西部地区主要受控于冬季风影响, 夏季风影响程度弱, 冰期环境效应更加明显. 很显然, 这时期黄土高原东亚夏季风作用强, 冬季风作用也强, 冬、夏季节差异明显, 突出反映在洛川剖面蜗牛组合呈现出的大幅度气候冷暖波动.

MIS 19-18过渡期特殊的轨道参数配置方式产生相对高的太阳辐射量, 不仅促使了东亚季风加强, 黄土高原的生态环境得到改善, 也体现在北半球不同区域气候环境的变化上. 例如, MIS 18早期, 北大西洋海表温度有所增加(Naafs等, 2011), 冰筏活动减弱(Venz等, 1999), 北极冰盖体积较小(Bintanja和van de Wal, 2008), 黑潮向北推进, 日本陆地和海表温度升高(Hyodo和Kitaba, 2015; Tanaka等, 2017); 中国西峰、洛川剖面黄土地层中粒度没有产生明显变粗, 出现非典型的冰期气候环境(Hao等, 2012, 2015), 长武剖面游离铁/全铁比值和西峰剖面红度值持续高值, 黄土成壤程度较高(Guo等, 2009), 朝那剖面松属、云杉和冷杉等针叶林花粉含量增加(达70%), 为相对温凉湿润的气候环

境条件(吴福莉等, 2004)。由上分析可以看出, 低偏心率时期特殊的轨道配置方式延缓了北半球进入冰期的时间, 有利于黄土高原生态环境的改变。鉴于全新世及其未来与MIS 19-18阶段有着相近的天文背景(Laskar等, 2004; Tzedakis, 2010; Tzedakis等, 2012; Candy等, 2014), 我们可以推测在自然环境变化背景下, 黄土高原现今温暖湿润的气候环境状况可能还可以延续3万年, 但气候的不稳定性会加强, 气候波动幅度以及冬、夏季节差异亦会加大。

5 结论

本文通过系统研究会宁、西峰和洛川3个剖面L8-L7地层的蜗牛化石组合, 建立了MIS 20-18期黄土高原的气候生态环境格局演变过程。研究揭示MIS 20晚期以喜冷干蜗牛种类占优势, 反映此时整个高原地区是相对寒冷、干旱的气候, 冬季风强盛; MIS 19期蜗牛组合以喜暖湿、温湿类为主, 早期(~790~778ka)以喜暖湿和温湿蜗牛种类为主, 气候温暖湿润, 温暖程度较今略高, 温暖状况延续了约12kyr, 晚期(约778~761ka)增加了喜温湿和冷干蜗牛种类丰度, 气候温凉湿润, 与该区现今的温度状况相近, 气候波动性加大。MIS 18期早期(约761~745ka)东部黄土高原高丰度的喜温湿和暖湿蜗牛种类, 指示该区域仍受较强的夏季风影响, 延续了MIS 19晚期温湿的气候特点。然而, 西部黄土高原以喜冷干蜗牛种群为绝对优势, 表明该区域受冬季风影响强烈, 为寒冷、干旱的冰期气候环境。该时段整个黄土高原气候环境空间梯度显著加大, 区域环境差异明显。分析认为黄土高原MIS 20-18环境格局主要受控于这时期地球轨道参数配置所导致的太阳辐射量的变化, 低偏心率间冰期-冰期转换时期特殊的地球轨道参数配置方式加强了东亚夏季风的影响程度, 有利于黄土高原生态环境的改善, 特别是对东部受夏季风作用强烈的区域更加有利。推测在自然环境变化背景下, 黄土高原现今温暖湿润的气候环境状况可能还能延续3万年, 但气候的不稳定性会加强, 冬、夏季节差异亦会加大。

致谢 伍斌、黄林培、杨意权、陈晓云、汪道京和张健平参加了野外采样工作, 伍斌、黄林培和杨意权参加了蜗牛化石样品鉴定以及磁化率测定等工作, 两位审稿专

家对本文提出了建设性的建议, 在此一并表示感谢。

参考文献

- 陈德牛, 高家祥. 1987. 中国经济动物志——陆生软体动物. 北京: 科学出版社. 186
- 刘东生等. 1985. 黄土与环境. 北京: 科学出版社. 481
- 林忠辉, 莫兴国, 李宏轩, 李海滨. 2002. 中国陆地区域气象要素的空间插值. 地理学报, 57: 47-56
- 吴福莉, 方小敏, 马玉贞, 安芷生, 李吉均. 2004. 黄土高原中部1.5Ma以来古生态环境演化的孢粉证据. 科学通报, 49: 99-105
- 吴乃琴, Rousseau D D, 刘秀平. 2000. 25万年来黄土蜗牛的生态演替对地球轨道变化的响应. 科学通报, 45: 765-770
- 周淑贞, 张如一, 张超. 1997. 气象学与气候学(第三版). 北京: 高等教育出版社. 260
- Berger A, Loutre M F, Crucifix M. 2003. The Earth's climate in the next hundred thousand years (100 kyr). *Surv Geophys*, 24: 117-138
- Bertini A, Toti F, Marino M, Ciaranfi N. 2015. Vegetation and climate across the Early-Middle Pleistocene transition at Montalbano Jonico, southern Italy. *Quat Int*, 383: 74-88
- Bintanja R, van de Wal R S W. 2008. North American ice-sheet dynamics and the onset of 100000-year glacial cycles. *Nature*, 454: 869-872
- Bond G, Showers W, Cheseby M, Lotti R, Almasi P, Demenocal P, Priore P, Cullen H, Hajdas I, Bonani G. 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 278: 1257-1266
- Candy I, Schreve D C, Sherriff J, Tye G J. 2014. Marine Isotope Stage 11: Palaeoclimates, palaeoenvironments and its role as an analogue for the current interglacial. *Earth-Sci Rev*, 128: 18-51
- de Garidel-Thoron T, Rosenthal Y, Bassinot F, Beaufort L. 2005. Stable sea surface temperatures in the western Pacific warm pool over the past 1.75 million years. *Nature*, 433: 294-298
- Ding Z L, Derbyshire E, Yang S L, Yu Z W, Xiong S F, Liu T S. 2002. Stacked 2.6-Ma grain size record from the Chinese loess based on five sections and correlation with the deep-sea $\delta^{18}\text{O}$ record. *Paleoceanography*, 17: 1033
- Emanuele D, Ferretti P, Palumbo E, Amore F O. 2015. Sea-surface dynamics and palaeoenvironmental changes in the North Atlantic Ocean (IODP Site U1313) during Marine Isotope Stage 19 inferred from coccolithophore assemblages. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 430: 104-117
- Ferretti P, Crowhurst S J, Naafs B D A, Barbante C. 2015. The Marine Isotope Stage 19 in the mid-latitude North Atlantic Ocean: Astronomical signature and intra-interglacial variability. *Quat Sci*

- Rev, 108: 95–110
- Ganopolski A, Winkelman R, Schellnhuber H J. 2016. Critical insolation- CO_2 relation for diagnosing past and future glacial inception. *Nature*, 529: 200–203
- Giaccio B, Regattieri E, Zanchetta G, Nomade S, Renne P R, Sprain C J, Drysdale R N, Tzedakis P C, Messina P, Scardia G, Sposato A, Bassinot F. 2015. Duration and dynamics of the best orbital analogue to the present interglacial. *Geology*, 43: 603–606
- Guo Z T, Berger A, Yin Q Z, Qin L. 2009. Strong asymmetry of hemispheric climates during MIS-13 inferred from correlating China loess and Antarctica ice records. *Clim Past*, 5: 21–31
- Guo Z T, Biscaye P, Wei L Y, Chen X H, Peng S Z, Liu T S. 2000. Summer monsoon variations over the last 1.2 Ma from the weathering of loess-soil sequences in China. *Geophys Res Lett*, 27: 1751–1754
- Hao Q Z, Wang L, Oldfield F, Guo Z T. 2015. Extra-long interglacial in Northern Hemisphere during MISs 15–13 arising from limited extent of Arctic ice sheets in glacial MIS 14. *Sci Rep*, 5: 12103
- Hao Q Z, Wang L, Oldfield F, Peng S Z, Qin L, Song Y, Xu B, Qiao Y S, Bloemendal J, Guo Z T. 2012. Delayed build-up of Arctic ice sheets during 400000-year minima in insolation variability. *Nature*, 490: 393–396
- Heller F, Liu T S. 1982. Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China. *Nature*, 300: 431–433
- Heller F, Shen C D, Beer J, Liu X M, Liu T S, Bronger A, Suter M, Bonani G. 1993. Quantitative estimates of pedogenic ferromagnetic mineral formation in Chinese loess and palaeoclimatic implications. *Earth Planet Sci Lett*, 114: 385–390
- Huybers P. 2011. Combined obliquity and precession pacing of late Pleistocene deglaciations. *Nature*, 480: 229–232
- Hyodo M, Kitaba I. 2015. Timing of the Matuyama-Brunhes geomagnetic reversal: Decoupled thermal maximum and sea-level highstand during Marine Isotope Stage 19. *Quat Int*, 383: 136–144
- Jouzel J, Masson-Delmotte V, Cattani O, Dreyfus G, Falourd S, Hoffmann G, Minster B, Nouet J, Barnola J M, Chappellaz J, Fischer H, Gallet J C, Johnsen S, Leuenberger M, Louergue L, Luethi D, Oerter H, Parrenin F, Raisbeck G, Raynaud D, Schilt A, Schwander J, Selmo E, Souchez R, Spahni R, Stauffer B, Steffensen J P, Stenni B, Stocker T F, Tison J L, Werner M, Wolff E W. 2007. Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800000 years. *Science*, 317: 793–796
- Kitaba I, Hyodo M, Katoh S, Dettman D L, Sato H. 2013. Midlatitude cooling caused by geomagnetic field minimum during polarity reversal. *Proc Natl Acad Sci USA*, 110: 1215–1220
- Kukla G. 1987. Loess stratigraphy in central China. *Quat Sci Rev*, 6: 191–199
- Kukla G, An Z S, Melice J L, Gavin J, Xiao J L. 1990. Magnetic susceptibility record of Chinese loess. *Trans R Soc Edin-Earth Sci*, 81: 263–288
- Kukla G J, Matthews R K, Mitchell J M. 1972. Present interglacial: How and when will it end? *Quat Res*, 2: 261–269
- Laskar J, Robutel P, Joutel F, Gastineau M, Correia A C M, Levrard B. 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astron Astrophys*, 428: 261–285
- Li L, Li Q Y, Tian J, Wang P X, Wang H, Liu Z H. 2011. A 4-Ma record of thermal evolution in the tropical western Pacific and its implications on climate change. *Earth Planet Sci Lett*, 309: 10–20
- Lisiecki L E, Raymo M E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20: PA1003
- Liu T S, Ding Z L. 1998. Chinese loess and the paleomonsoon. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 26: 111–145
- Liu T S, Ding Z L, Rutter N. 1999. Comparison of Milankovitch periods between continental loess and deep sea records over the last 2.5 Ma. *Quat Sci Rev*, 18: 1205–1212
- Louergue L, Schilt A, Spahni R, Masson-Delmotte V, Blunier T, Lemieux B, Barnola J M, Raynaud D, Stocker T F, Chappellaz J. 2008. Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH_4 over the past 800000 years. *Nature*, 453: 383–386
- Loutre M F, Berger A. 2000. Future climatic changes: Are we entering an exceptionally long interglacial? *Clim Change*, 46: 61–90
- Loutre M F, Berger A. 2003. Marine Isotope Stage 11 as an analogue for the present interglacial. *Glob Planet Change*, 36: 209–217
- Lu H Y, van H K, Zhou J, Vandenbergh J, Liu X D, An Z S. 2000. Variability of East Asian winter monsoon in Quaternary climatic extremes in North China. *Quat Res*, 54: 321–327
- Lüthi D, Le Floch M, Bereiter B, Blunier T, Barnola J M, Siegenthaler U, Raynaud D, Jouzel J, Fischer H, Kawamura K, Stocker T F. 2008. High-resolution carbon dioxide concentration record 650000–800000 years before present. *Nature*, 453: 379–382
- Maiorano P, Bertini A, Capolongo D, Eramo G, Gallicchio S, Girone A, Pinto D, Toti F, Ventruti G, Marino M. 2016. Climate signatures through Marine Isotope Stage 19 in the Montalbano Jonico section (southern Italy): A land-sea perspective. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 461: 341–361
- Marino M, Bertini A, Ciaranfi N, Aiello G, Barra D, Gallicchio S, Girone A, La Perna R, Lirer F, Maiorano P, Petrosino P, Toti F. 2015. Paleoenvironmental and climatostratigraphic insights for Marine Isotope Stage 19 (Pleistocene) at the Montalbano Jonico succession, south Italy. *Quat Int*, 383: 104–115
- Masson-Delmotte V, Dreyfus G, Braconnot P, Johnsen S, Jouzel J, Kageyama M, Landais A, Loutre M F, Nouet J, Parrenin F, Raynaud

- D, Stenni B, Tuenter E. 2006. Past temperature reconstructions from deep ice cores: Relevance for future climate change. *Clim Past*, 2: 145–165
- Melles M, Brigham-Grette J, Minyuk P S, Nowaczyk N R, Wennrich V, DeConto R M, Anderson P M, Andreev A A, Coletti A, Cook T L, Haltia-Hovi E, Kukkonen M, Lozhkin A V, Rosén P, Tarasov P, Vogel H, Wagner B. 2012. 2.8 million years of Arctic climate change from Lake El'gygytgyn, NE Russia. *Science*, 337: 315–320
- Milankovitch M. 1941. Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeiten-problem. Belgrade: Royal Serbian Academy, Special Publication. 132
- Naafs B D A, Hefter J, Ferretti P, Stein R, Haug G H. 2011. Sea surface temperatures did not control the first occurrence of Hudson Strait Heinrich Events during MIS 16. *Paleoceanography*, 26: PA4201
- Nomade S, Bassinot F, Marino M, Simon Q, Dewilde F, Maiorano P, Isguder G, Blamart D, Girone A, Scao V, Pereira A, Toti F, Bertini A, Combourieu-Nebout N, Peral M, Bourlès D L, Petrosino P, Gallicchio S, Ciaranfi N. 2019. High-resolution foraminifer stable isotope record of MIS 19 at Montalbano Jonico, southern Italy: A window into Mediterranean climatic variability during a low-eccentricity interglacial. *Quat Sci Rev*, 205: 106–125
- Past Interglacials Working Group of PAGES. 2016. Interglacials of the last 800000 years. *Rev Geophys*, 54: 162–219
- Porter S C, An Z S. 1995. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature*, 375: 305–308
- Puisségur J J. 1976. Mollusques continentaux quaternaires de Bourgogne: Significations stratigraphiques et climatiques. Rapports avec d'autres faunes boréales de France: Dijon: Centre de Paléogéographie et de Paléobiologie Evolutives. Université de Dijon, 3: 241
- Regattieri E, Giaccio B, Mannella G, Zanchetta G, Nomade S, Tognarelli A, Perchiazzi N, Vogel H, Boschi C, Drysdale R N, Wagner B, Gemelli M, Tzedakis P. 2019. Frequency and dynamics of millennial-scale variability during Marine Isotope Stage 19: Insights from the Sulmona Basin (central Italy). *Quat Sci Rev*, 214: 28–43
- Rousseau D D, Wu N. 1997. A new molluscan record of the monsoon variability over the past 130000 yr in the Luochuan loess sequence, China. *Geology*, 25: 275–278
- Rousseau D D, Wu N. 1999. Mollusk record of monsoon variability during the L2–S2 cycle in the Luochuan loess sequence, China. *Quat Res*, 52: 286–292
- Rousseau D D, Wu N, Pei Y, Li F. 2009. Three exceptionally strong East-Asian summer monsoon events during glacial times in the past 470 kyr. *Clim Past*, 5: 157–169
- Sánchez Goñi M F, Rodrigues T, Hodell D A, Polanco-Martínez J M, Alonso-García M, Hernández-Almeida I, Desprat S, Ferretti P. 2016. Tropically-driven climate shifts in southwestern Europe during MIS 19, a low eccentricity interglacial. *Earth Planet Sci Lett*, 448: 81–93
- Suganuma Y, Haneda Y, Kameo K, Kubota Y, Hayashi H, Itaki T, Okuda M, Head Martin J, Sugaya M, Nakazato H, Igarashi A, Shikoku K, Hongo M, Watanabe M, Satoguchi Y, Takeshita Y, Nishida N, Izumi K, Kawamura K, Kawamata M, Okuno J, Yoshida T, Ogitsu I, Yabusaki H, Okada M. 2018. Paleoclimatic and paleoceanographic records through Marine Isotope Stage 19 at the Chiba composite section, central Japan: A key reference for the Early-Middle Pleistocene Subseries boundary. *Quat Sci Rev*, 191: 406–430
- Tanaka I, Hyodo M, Ueno Y, Kitaba I, Sato H. 2017. High-resolution diatom record of paleoceanographic variations across the Early-Middle Pleistocene boundary in the Chiba section, central Japan. *Quat Int*, 455: 141–148
- Tzedakis P C. 2010. The MIS 11-MIS 1 analogy, southern European vegetation, atmospheric methane and the “early anthropogenic hypothesis”. *Clim Past*, 6: 131–144
- Tzedakis P C, Channell J E T, Hodell D A, Kleiven H F, Skinner L C. 2012. Determining the natural length of the current interglacial. *Nat Geosci*, 5: 138–141
- Tzedakis P C, Hooghiemstra H, Pälike H. 2006. The last 1.35 million years at Tenaghi Philippon: Revised chronostratigraphy and long-term vegetation trends. *Quat Sci Rev*, 25: 3416–3430
- Tzedakis P C, Raynaud D, McManus J F, Berger A, Brovkin V, Kiefer T. 2009. Interglacial diversity. *Nat Geosci*, 2: 751–755
- Vavrus S J, He F, Kutzbach J E, Ruddiman W F, Tzedakis P C. 2018. Glacial inception in Marine Isotope Stage 19: An orbital analog for a natural Holocene climate. *Sci Rep*, 8: 10213
- Venz K A, Hodell D A, Stanton C, Warnke D A. 1999. A 1.0 Myr record of glacial North Atlantic Intermediate Water variability from ODP site 982 in the northeast Atlantic. *Paleoceanography*, 14: 42–52
- Vettoretti G, Peltier W R. 2011. The impact of insolation, greenhouse gas forcing and ocean circulation changes on glacial inception. *Holocene*, 21: 803–817
- Wu N Q, Chen X Y, Rousseau D D, Li F J, Pei Y P, Wu B. 2007. Climatic conditions recorded by terrestrial mollusk assemblages in the Chinese Loess Plateau during marine Oxygen Isotope Stages 12–10. *Quat Sci Rev*, 26: 1884–1896
- Wu N Q, Li F J, Rousseau D D. 2018. Terrestrial mollusk records from Chinese loess sequences and changes in the East Asian monsoonal environment. *J Asian Earth Sci*, 155: 35–48

- Wu N Q, Rousseau D D, Liu T S, Lu H Y, Gu Z Y, Guo Z T, Jiang W Y. 2001. Orbital forcing of terrestrial mollusks and climatic changes from the Loess Plateau of China during the past 350 ka. *J Geophys Res*, 106: 20045–20054
- Wu B, Wu N Q. 2011. Terrestrial mollusc records from Xifeng and Luochuan L9 loess strata and their implications for paleoclimatic evolution in the Chinese Loess Plateau during marine Oxygen Isotope Stages 24–22. *Clim Past*, 7: 349–359
- Yin Q Z, Berger A. 2012. Individual contribution of insolation and CO₂ to the interglacial climates of the past 800000 years. *Clim Dyn*, 38: 709–724
- Yin Q Z, Berger A. 2015. Interglacial analogues of the Holocene and its natural near future. *Quat Sci Rev*, 120: 28–46
- Zhang J C, Liu Z G. 1992. Climate of China. New York: Wiley. 376
- (责任编辑: 赵艳)