

晚新生代, 构造气候旋回, 古气候 ①

1PP3/P8U14X|004|004

文章编号: 1006-6616(1998)04-1-11

98, 4(A)

1-96

封三 P532

关于晚新生代准 1.2Ma 周期构造气候旋回

1-11

吴锡浩^{1,3}, 王苏民², 安芷生³, 蒋复初^{1,2}, 肖华国^{1,3}, 孙东怀³, 薛滨²

- 1 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081;
- 2 中国科学院湖泊沉积与环境开放研究实验室, 南京 210008;
- 3 中国科学院黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710054.

摘要: 构造气候旋回的理论要点是构造作用驱动气候变化, 因而不同于 Milankovitch 冰期气候旋回, 但两者又都是受地球轨道要素控制的。本文主要根据青藏高原和黄土高原的晚新生代地质记录, 以磁性地层为时间标尺, 以黄道倾斜(ϵ)最大变幅位置为模式年龄, 划分最近 8Ma 的准 1.2Ma 周期构造气候旋回的主旋回层, 即 MTC₇、MTC₆、MTC₅、MTC₄、MTC₃、MTC₂、MTC₁、MTC₀, 它们的界线年龄分别为 7.3、6.1、4.9、3.7、2.5、1.3 和 0.2Ma B P。在此基础上, 分析了青藏高原构造隆升和黄土高原风尘沉积各自显示的准 1.2Ma 周期的演变特征, 表明它们之间具有构造驱动气候的因果关系。文中还探讨了最近 7.3Ma B P 的古环境变迁, 获得了有关晚新生代东亚季风形成演变和环境分异是在轨道气候旋回背景下受构造气候旋回控制的新认识。

关键词: 构造气候旋回; 准 1.2Ma 周期; 青藏高原; 黄土高原

分类号: P532, P54

文献标识码: A

0 引言

80 年代晚期以来, 随着古今全球变化研究的开展和深入, 国际地学界越来越关注新生代青藏高原形成与隆升对北半球冰期气候来临乃至全球气候阶段性变冷的影响^[1-3]。这无疑表明, 不仅要深入研究 Milankovitch 轨道驱动冰期气候旋回理论, 还应揭示气候事件与构造事件的关系, 特别要探讨构造上升与气候变化的因果关系^[4], 建立构造驱动气候的新理论。在这种情势下, 晚新生代构造气候旋回的研究就显出其特定的重要性和必要性, 行将成为对岩石圈构造演化与全球气候变化进行交叉研究的接合点和前沿领域。80 年代早中期提出和研究的构

收稿日期: 1998-07-10

基金项目: 地质矿产部“九五”重点基金项目(9501113); 中国科学院“九五”重大项目(KZ951-A1-402-04)和国家攀登计划预选项目(95-预-40)

作者简介: 吴锡浩(1937), 男, 研究员, 博士生导师。长期从事第四纪地质、第四纪冰川、古环境变迁和全球变化等研究。

造气候旋回^[5,6],包括准 1.2Ma 周期的主旋回及其包含的准 0.4Ma 周期的亚旋回(或旋回),当时仅专注于长时间尺度构造事件与气候事件的的同时性或同步性,尚未考虑它们的因果关系。随着研究工作的深入,逐步认识到晚新生代青藏高原形成和隆升是构造驱动气候的主要动力源^[7,8];而黄土高原风成沉积序列蕴含的古气候信息,既是轨道驱动气候变化的良好记录^[9,10],又是构造驱动气候变化的敏感响应^[11,12]。它们都是具有全球性研究意义的地球科学问题。以构造气候旋回的理论思维把青藏高原与黄土高原结合起来研究,更能发掘其全球变化研究潜力^[13]。为此,对地球轨道偏心率驱动的准 0.4Ma 周期构造气候旋回已作了初步研究^[8,12],因而本文着重就青藏高原和黄土高原的记录,研讨与黄道倾斜准 1.2Ma 周期对应的构造驱动气候的主旋回,藉以为全面认识晚新生代东亚环境变迁奠定基础。

1 主旋回层的划分

晚新生代的地质记录,是准 1.2Ma 周期构造气候旋回研究的基本地质证据。其中,地层不整合和沉积相突变等标志表征的构造事件和(或)气候事件是主旋回层划分的主要依据,而磁性地层则可作为可靠的时间标尺。我们发现,与 Cande 和 Kent^[14]古地磁极性年表对比获得的长序列磁性地层标尺,适用于确定主旋回层的界面年龄,而且大致与 Berger 和 Loutre^[15]提供的地球轨道三要素中黄道倾斜(ϵ)准 0.04Ma 基本周期的最大振幅位置及其日历年龄相对应。所以,考虑到磁性地层年代标定的可能误差及间断地层年代确定的实际困难,在此采用黄道倾斜变化的最大振幅年龄作为准 1.2Ma 周期主旋回层界面的模式年龄。综合青藏高原^[7,8,16-24]和黄土高原^[11,25-33]的有关研究成果,把晚新生代准 1.2Ma 周期构造气候旋回的界面划分与地质证据列于表 1。表 1 中 5Ma B P 以前的主旋回层界面年龄,是根据图 2 中的 ϵ 曲线推测的。

在表 1 中,除 MTC₀ 从未次间冰期前或倒数第二冰期开始至今尚历时 0.2Ma 外, MTC₁ 和 MTC₂ 两个与黄道倾斜长周期变化对应的准 1.2Ma 周期构造气候旋回,事实上已肯定受到与偏心率准 0.4Ma 相对应的构造气候旋回的叠加影响^[8,11,12],从而会使主旋回的界面位置有所提前或滞后。但是,由于每个主旋回层界面磁性地层年龄与黄道倾斜最大振幅位置的日历年龄对应得如此默契,足以给我们启示,去考虑它们之间应存在成因机制上的紧密联系,即黄道倾斜不仅与辐射气候演变的周期性有关^[34],而且它的准 1.2Ma 周期变化能驱动相应周期的构造运动。对气候变化而言,轨道驱动的辐射气候变化周期中,只有准 0.02Ma、准 0.04Ma、准 0.1Ma 和准 0.4Ma 周期,而绝无准 1.2Ma 周期存在。这就足以说明,准 1.2Ma 周期的构造-气候事件,尽管各地不同性质地质记录的年代会存在偏早或偏晚的穿时性,但仍可肯定是同期构造运动及其驱动的气候变化。这种构造气候旋回的地质和环境效应,控制着晚新生代岩石地层、构造地层、气候地层和生物地层的 10⁶ 年时空尺度的演变。

2 青藏高原构造隆升与黄土高原风尘沉积

2.1 青藏高原构造隆升

关于青藏高原构造演化和高原隆升问题,不同学者据各自的研究方法和观点得出了颇不一致的认识。吴锡浩与同事们^[7,8,16,18]则据晚新生代岩石地层和磁性地层,以及有关孢粉植

表 1 晚新生代准 1.2Ma 周期构造气候旋回的界面划分与地质证据

Table 1 The boundary subdivision and its geological evidences of tectonoclimatic cycles with quasi-period of 1.2Ma in the Late Cenozoic

主旋回层界面	ε 最大变幅 年龄/Ma B P	主要地质证据	
		青藏高原	黄土高原
MTC ₀	(-1.0)—0.2	倒数第二冰期以来的冰川、冰水、冰缘和河流沉积以及甘孜黄土	萨拉乌苏组加积, 披覆式 S ₁ 和 马兰黄土, 黄河低阶地沉积
MTC ₀ / MTC ₁	0.2	倒数第二冰期冰川谷被下切, 河谷下部发育堆积阶地, 黄河龙羊峡被黄河溯源切开, 共和组停止加积, 共和盆地黄河阶地发育	萨拉乌苏湖盆形成, 北京斋堂黄土覆盖阶地砾石层发育, S ₁ 之前开始黄土区强烈侵蚀, 黄河贯通三门峡东流入海
MTC ₁ / MTC ₂	1.3	表征高原面发育的盆地加积作用先后停止, 冰帽冰川或山麓冰川盛行, 兰州黄河和西宁湟水谷地先后发育黄土覆盖阶地	蓝田 L ₁₅ 下伏公王岭砾石层, 午城黄土与离石黄土的岩石地层界面, 榆社盆地楼则峪组河湖相层结束沉积
MTC ₂ / MTC ₃	2.5	喜马拉雅北坡贡巴砾岩和祁连山东麓玉门砾岩开始堆积, 泸定昔格达组结束沉积, 发育高阶地砾石层, 高原环边界先后上升	红粘土(三趾马红土)与午城黄土界面, 渭南游河组与三门组界面, 典型黄土-古土壤序列从此开始发育
MTC ₃ / MTC ₄	3.7	西昆仑北麓叶城剖面阿图什组湖相层可能此时转变为巨厚的西域组砾石层, 大渡河泸定昔格达组湖相层开始在底砾层上加积	静乐红土底砾层位于吕梁山东坡的丘顶基岩面上, 北京延庆盆地泥河湾组湖相层下伏红土砾石层
MTC ₄ / MTC ₅	4.9	唐古拉山口盆地的曲果组湖相层开始加积, 下伏巨厚的克玛曲组砾石层, 超覆面上发育红色风化壳, 东昆仑山主脊部位出露的红色砾石层堆积	榆社—武乡盆地王宁组底砾层及其与下伏任家脑组之间不整合, 黄河三门峡盆地“三门系”底砾层及其与下伏“平陆系”不整合
MTC ₅ / MTC ₆	6.1	喜马拉雅山北坡札达盆地和吉隆盆地等的湖相加积层发育进入全盛时期, 推测唐古拉山克玛曲组砾石层开始加积	榆社—武乡盆地任家脑组底砾层堆积, 蓝田段家坡剖面蓝田组底部红土砾石层向风成红粘土转变
MTC ₆ / MTC ₇	7.3	札达盆地和吉隆盆地等先发育底砾层, 相继堆积湖相河湖相层, 以断陷盆地加积为标志的高原内部均衡作用从 MTC ₆ 先后开始	西峰剖面红粘土层与基岩面接触, 蓝田段家坡剖面蓝田组与灃河组之间形成不整合, 风尘红粘土沉积始于 MTC ₆ 初
MTC ₈	7.3—8.5	横断山拉屋拉组、冈底斯山乌龙组呈切平构造出露于山顶面上	秦岭北麓发育湖相、河湖相灃河组

物群、古冰川、古冰缘、古土壤或红色风化壳等标志,进行了青藏高原形成与隆升的阶段、幅度、速率和高度的系统研究。现按准 1.2Ma 周期构造气候旋回的主旋回层划分的阶段,参考新极性年表^[14]作校正的磁性地层年龄,据以建立喜马拉雅山与昆仑山之间青藏高原主体部分的构造隆升模式(图 1)。图 1 是以主旋回界面的黄道倾斜最大变幅的日历年龄作为模式年龄,以各阶段不同隆升标志的累积隆升幅度的数据为依据来绘制的。MTC₇ 的两个数据,只有生物地层的年代依据,仅作参考。其它数据,由于多数只有地层层位而无确切年龄,故只能与已有磁性地层的气候地层对比来确定它们的发育阶段,以避免时间上的错位。详细情况在文献 17 中均已阐明。

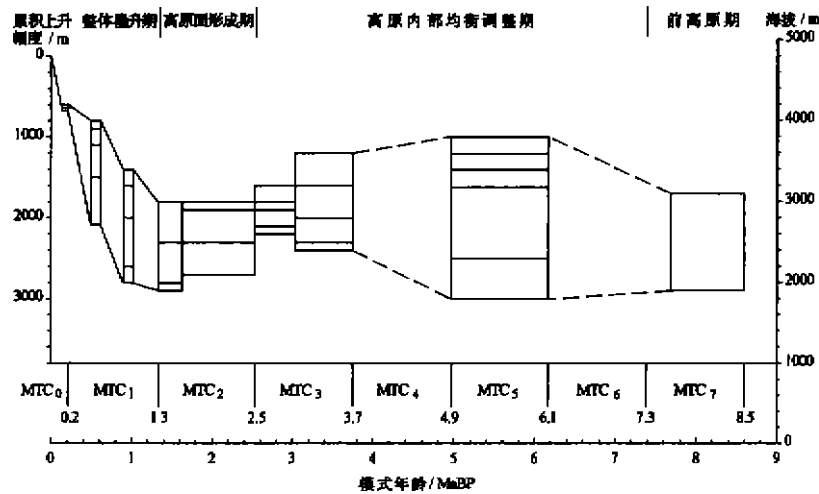


图 1 最近 8Ma 青藏高原构造隆升模式

Fig. 1 The tectonic uplift model of Qinghai-Xizang Plateau in the last 8 Ma

从 MTC_6/MTC_7 (7.3Ma B P) 界线附近开始, 喜马拉雅山与昆仑山之间发生强烈构造运动, 先后形成地势起伏很大的山岭与深谷、深盆相间的山原地貌。在此之前的前高原期中, 从三叠纪晚期开始大致由北向南先后从特提斯海中升起的陆地, 具有各自的构造特性和构造地貌发育过程。发生在 7.3Ma B P 前后的构造运动才使它们最终焊接到一起, 形成尚不能与第四纪青藏高原相提并论的青藏地块。

从 MTC_6 早期开始, 与盆地长期持续加积作用的同时, 高原先后经历 MTC_5/MTC_6 (6.1Ma B P)、 MTC_4/MTC_5 (4.9Ma B P)、 MTC_3/MTC_4 (3.7Ma B P) 和 MTC_2/MTC_3 (2.5Ma B P) 界面附近的 4 次较强烈的构造运动, 主要表现是使青藏地块内部发生相对升降和均衡作用, 称之为高原内部均衡调整期。在此期间, 地块内部并未出现山顶面所在山岭全面上升和谷地深切侵蚀的迹象, 但 3.7Ma B P 前后在西昆仑山和横断山区的高原边界带发生差异运动, 加速了高原的整体化进程。与图 1 的构造隆升模式相联系, 不仅应考虑山顶面平均高程长期保持在 3000m 左右, 而且还应考虑当时高原表面的地势起伏和空间展布的变化。事实上, 这种平坦的山顶剥夷面的大面积分布区在青藏高原东南部的横断山地区, 而喜马拉雅山与昆仑山之间则被大面积的高位盆地和丘陵山地占据。在高原内部均衡调整过程中, 广布于青藏腹部地区的大小盆地先后接受沉积, 厚达 500—1000m 甚至更厚的加积层把低地相对填高, 地势起伏逐步减小, 从而使高原地面的空间范围逐步增大。2.5Ma B P 前后祁连-柴达木地块拼接到高原主体上, 才使高原表面的水平尺度大致与现今相仿。在 2.5—1.3Ma B P 的 MTC_2 中间, 盆地先后结束加积作用, 是为高原面形成期, 即平均高程 2400m 左右的加积性高原面形成, 而同时由剥夷作用形成山顶剥夷面或山坡剥蚀面。在这个表征青藏高原整体性的高原面发育形成过程中, 除柴达木盆地与周边山岭外, 盆地与山岭之间再未发生大幅度的差异运动, 表明从 MTC_5 至 MTC_2 青藏地块并无明显的构造上升。对高原主体部分而言, 表面平均高程的增高主要是仰赖于剥夷-加积作用来实现的。

在 MTC_1/MTC_2 边界附近, 大致从 1.3Ma B P 前开始, 青藏地块发生了转态性质的构造运动, 使青藏高原从高原面形成时期转变为整体隆升时期。从此, 盆地的加积性高原面, 或分布于山顶面上的倒数第五冰期冰帽型冰碛层, 经受不同程度的下切作用, 与现代水系相适应的宽

浅谷地初始发育。在 MTC_1 (1.3—0.2Ma B P) 中, 高原面平均高程已从 2400m 逐步上升到 4200m 左右, 平均上升速率约 1.64mm/a。其中可分出三个准 0.4Ma 周期构造气候旋回^[8], 即 TC_3 、 TC_2 和 TC_1 , 其中 TC_2/TC_3 (0.9Ma B P) 和 TC_1/TC_2 (0.6Ma B P) 两个边界位置的高原面平均高程分别为 2900m 和 3600m 左右。

MTC_0/MTC_1 (0.2Ma B P) 边界附近开始新一轮的准 1.2Ma 周期构造气候旋回, 至今仍处于这个主旋回初始时期的构造运动活跃时段。在 MTC_0 已过去的 0.2Ma 中, 青藏高原面的平均高程从 4200m 快速上升至现今的 4800m 左右, 末次间冰期至今历时约 0.13Ma 的平均上升幅度达 600m, 上升速率约 4.6mm/a。特别在最近 0.09Ma, 平均上升了 240m, 上升速率高达 26.7mm/a^[19], 与现今的实测结果具有相同的数量级。

2.2 黄土高原风尘沉积

风尘沉积是典型的大气沉积物, 对气候变化的响应特别敏感, 因而可以作为构造运动驱动气候变化的宏观地质证据。黄土高原的风尘沉积有两类, 一是包括全新世黄土、马兰黄土、离石黄土和午城黄土在内的黄土-古土壤序列; 二是过去通称的三趾马红土层, 在某些地点属于风成红粘土序列。由于这方面的研究成果既多又详, 现仅据洛川^[8,25]、蓝田和西峰^[32]、佳县^[33]三地的资料, 进行准 1.2Ma 周期构造气候旋回划分。图 2 中的磁化率曲线采用孙东怀等^[35]对灵台剖面的最新研究成果, 并与黄道倾斜(ϵ)变化曲线相对比, 以便于明确表达各主旋回层界线的模式年龄, 以及由磁化率曲线大致指示的构造运动的气候响应。图 2 中的主旋回层界面层位是据磁化率曲线反映的黄土与古土壤的界面位置标定的, 其中除常用的 L—S 和 WS—WL 序列^[25]的黄土层单位外, 对红粘土层采用 RCS—RCL 序列划分。

图 2 表示的主旋回层界面在古地磁极性年表上的 K-Ar 年龄, 与 ϵ 变化最大振幅位置的日历年龄对比, 在黄土—古土壤序列中两者对应得较好, 如 MTC_0/MTC_1 (L_2/S_2) 和 MTC_1/MTC_2 (L_{15}/WS_1) 界线年龄分别比模式年龄 0.2 和 1.3Ma B P 略有滞后, MTC_2/MTC_3 (WL_3/RCS_1) 界线年龄比模式年龄略有提前。至于红粘土序列中的界线年龄与模式年龄之间的对比, 蓝田、西

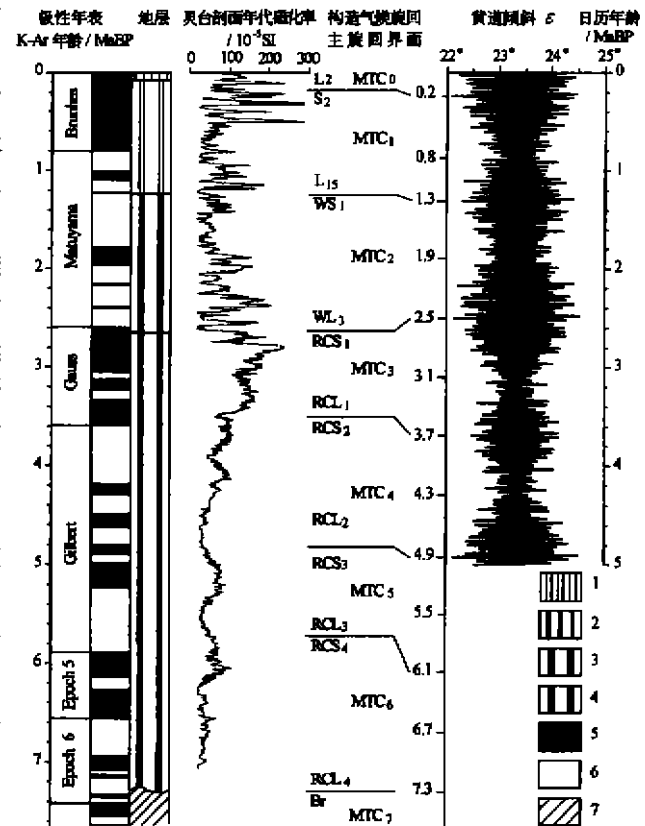


图 2 黄土高原灵台剖面年代磁化率曲线和主旋回层划分及其与黄道倾斜(ϵ)曲线的对比

Fig. 2 Time-susceptibility curve and major cyclothem subdivision in Lingtai Profile of Loess Plateau and comparison with ecliptic tilt (ϵ) curve

1. 全新世黄土和馬蘭黃土; 2. 離石黃土; 3. 午城黃土;
4. 紅粘土; 5. 正極性; 6. 負極性; 7. 基岩

峰、佳县等地的年代磁化率曲线颇多差异,或许是不同剖面的沉积速率和连续性不尽相同所致。例如 RCL₁ 在段家坡剖面上就发育较厚,表现为厚层钙结核层。但是,从磁化率曲线上准 1.2Ma 周期的长波变化来看,红粘土序列比黄土—古土壤序列更为明显。另一方面,除了磁性地层、沉积不连续性和磁化率年龄标定等的误差之外,风尘沉积中的构造气候旋回界面位置,还会受到构造运动的穿时性及轨道引起的辐射气候变化等的影响而发生错位。

纵观黄土高原红粘土、黄土地层的磁化率和粒度,以及有关的化石孢粉和哺乳动物等资料,7.3—3.7Ma B P 主要反映准 1.2Ma 周期夏季风长尺度波动为特征的气候变化,其它周期极为微弱;3.7—2.5Ma B P 为过渡性特征夏季风先于冬季风明显增强;2.5Ma B P 以来,准 1.2Ma 和准 0.4Ma 周期与准 0.1Ma、准 0.04Ma 和准 0.02Ma 周期的冰期气候和季风气候变化分别有显著的表现。究其原因,由于轨道引起的太阳辐射变化具有恒定的周期性和相对的重复性,Milankovich 理论不能解释这种气候变化的阶段性差异和趋势。我们认为,青藏高原隆升驱动的构造气候旋回对轨道驱动的辐射气候旋回的放大作用,是导致前第四纪冰期来临,特别是 2.5Ma B P 以来第四纪冰期、间冰期大幅度气候变化的主要原因。

3 古环境变迁

从现今全球气候的同纬度比较来看,东亚季风区年均温偏低和气候带偏南,主要决定于特低的冬季温度,而夏季温度较同纬圈平均值略有偏高。经与南亚和东亚气候资料的对比可知,南亚比东亚的冬季温度(1月)偏高约 10℃,夏季(7月)温度偏高约 3℃,气温年较差偏小 6℃左右。青藏高原的气候及其垂直分布特点基本上属于南亚季风区的类型,与东亚季风区相差颇多。但是,在高原东部,因受到东亚冬季风的影响而使冬季温度相对降低,气温年较差逐步增加。所以,在亚洲季风区的气温年较差及其指示的气候季节性的强弱,可以作为判别季风的有无和类型,以及冬、夏季风强弱关系的定量指标,而且可视为决定生物气候带生态环境时空分布复杂性和差异性的基本气候因子之一。因此,根据孢粉植物群定量重建的 1 月和 7 月古温度或相应的气温年较差,应为研究古季风气候和古生态环境变迁的关键所在。对此,拟另文研讨。

在青藏高原隆升过程中,以喜马拉雅山北麓的札达群和吉隆群的孢粉组合为代表,暖期或间冰期以雪松(*Cedrus*)、云杉(*Picea*)和冷杉(*Abies*)等乔木为主,冷期或冰期以草本和灌木为主。喜温暖和喜冷凉的属种可以从 MTC₅ 早期(约 7Ma B P)共存至 MTC₃ 晚期(约 2.7Ma B P),甚至山核桃(*Carya*)等喜暖分子直至 MTC₂ 中期(约 2.0Ma B P)才从间冰期的山地针叶林花粉组合中消失。由于当时喜马拉雅山南麓是热带-亚热带气候,这种花粉组合说明高位盆地加积面以上的山地植被带至少达到海拔 2000m 或更高。此种不同于现今以热带为基带的垂直植被带的种群结构,指示当时的气温年较差比现在还要小。据此推断,以夏季风强于冬季风为特点的南亚季风,在 7.3—3.7Ma B P 并无明显表现,3.7—2.5Ma B P 的夏季风还不强盛。2.5Ma B P 之后,高原上 MTC₂ 中倒数第五冰期及 MTC₁ 中倒数第四冰期发育的冰碛层分布面积最广^[16],各地磨圆较好的冰碛砾石指示其应为海洋性冰川的堆积。由此表明,那时已有强盛的南亚夏季风,给高原面高程约 2500—3000m(当时雪线高程 3000—3500m)的青藏高原山地带来丰沛的降水,在冰期中有利于冰川发育。时至 0.6Ma B P 前,也许因为高原面平均高程已超过 3000m,比它高得多的喜马拉雅山对南亚夏季风翻越构成障碍,当时的雪线亦超过了最大降水高度,因而使多数已发育在深切谷地中的倒数第三冰期以来的各期冰川,规模逐次缩小,绝大部分高平原成为高位冻原或草原。

在中新世中期,由于空间上不同于现今的那种“半山”高度的“青藏高原”曾经出现,一定程度上改变了行星西风带的固有位置,使中国东部地区不再是早第三纪时的那种干旱亚热带,而成为偏湿的亚热带^[37]环境。据玄武岩 K-Ar 年龄^[35],年代约 14—13Ma B P 的山东山旺组硅藻土层产丰富的植物化石和孢粉^[39,40],除有现已绝灭的柄豆荚,又名单籽豆(*Podogonium oehningense*),以及落羽杉属(*Taxodium*)外,落叶乔木鹅尔栎属(*Carpinus*)、栎属(*Quercus*)、榆属(*Ulmus*)和山核桃属占显著地位,并有樟属(*Cinnamomum*)和榕属(*Ficus*)等常绿树,还出现少量铁杉属(*Tsuga*)、落叶松属(*Larix*)和云杉属等分子,反映当时的植被类型为含常绿阔叶树的落叶阔叶林。在浙江天台、新昌、嵊县地区年代为 7.1—4.6Ma B P^[38]的玄武岩,夹层的孢粉组合中^[41]含喜暖的落羽杉属、山核桃属和栲属(*Castanopsis*)、喜温的栎属、罗汉松属(*Podocarpus*)和油杉属(*Keteleeria*)、喜凉的铁杉属、雪松属和山毛榉属(*Fagus*)以及喜冷的冷杉属、云杉属和落叶松属,反映浙江早上新世的植被类型与山东晚中新世山旺植物群相近。另外,江苏南京雨花台组的植物化石中含单籽豆,地质时代可能为晚上新世(3.7—2.5Ma B P)^[42],花粉组合中除含罗汉松属和山核桃等喜暖分子外,也有喜凉的铁杉和喜冷的云杉^[43],而且以草本植物花粉的类型多和含量高为其特征。这种林地与草地并存的植被类型,当时可能已出现相当干凉的气候。据上述三地古植被中不同属种的现今生态环境分析,应表明当时的气候季节性不同于最近 2.5Ma B P 的季风气候特征。那时尚无寒流南下迹象的微弱“冬季风”,仅使 1 月均温低于或等于 7℃,因海岸线远在东部陆架边缘而偏弱的“夏季风”,虽有增强的趋势,但使 7 月均温还低于或等于 23℃,气温年较差小于 16℃(现今约 26—24℃)。严格地说,当时的气候特征远不同于后来出现的东亚季风气候,相应的生态环境可使喜暖和喜冷的植物共同生长于同一植被带中。

在黄土高原和整个华北地区,7.3Ma B P 以来的冷期或冰期以草本植物或喜冷乔木为主,暖期或间冰期中则喜暖木本植物含量增加^[44,45]。在山西榆社群^[30]属于 MTC₄ 主旋回的王宁组中,乔木花粉中含大量的云杉、冷杉、落叶松等喜冷分子,并与有一定含量的罗汉松、山核桃和栲属等喜暖分子共存,所指示的弱季节性与浙江的情况差不多,只是喜冷分子较多而已。如此看来,华北 MTC₄ 晚期的冬季风还不明显,气温年较差尚小,不足以使生物气候带发生南北分异。MTC₃(3.7—2.5Ma B P)的孢粉组合,已反映冷暖气候波动,喜冷分子相对于喜暖分子的含量增加,指示仍以“夏季风”强于“冬季风”为特征的那种“季风气候”已有显现。到 MTC₂/MTC₃(2.5Ma B P)界线前后,现今秦岭—淮河生物气候带分界线以北的孢粉组合中喜暖分子迅速减少^[28,44],生态环境发生突变,气候的季节性陡变,说明冰期与间冰期的冷暖气候交替从此加剧,尤其是反映当时冰期中的冬季风也已经加强。而且,不能抵御冬季负温的山核桃等直至 MTC₁/MTC₂(1.3Ma B P)界线前后才在间冰期中的华北消失,表明冬季风进一步加强。在指示气候特征性温暖的 S₅ 古土壤发育时期,已只有黄杞(*Engelhardtia*)和枫香(*Liquidambar*)等亚热带分子能北迁至渭河谷地,标志着中国北方在 MTC₁ 和 MTC₂ 各次间冰期中的冬季风也相当强盛。上述表明,MTC₃ 的气候具有过渡性特征,而 2.5Ma B P 前开始的青藏高原面形成和空间范围增大所驱动的气候变化,才使东亚冬季风发生跃变性增强。如果说,冬季风强于夏季风是东亚季风的典型特征,那么,它在 2.5Ma B P 前后才真正形成。最近 1.3Ma B P 以来的高原整体隆升,与东亚地貌阶梯高边界带的陡升相联系,与冬季风的加强相伴随,其结果不仅使东亚季风区的生态环境进一步南北分异,而且还表现为东南季风区与西南季风区之间的东西环境分异。

4 讨论与结论

(1)王鸿祯教授^[46]认为：“地球节律可能最终受到天文因素背景的控制”，“地质旋回或节律周期可以1Ma为界分为短周期和长周期两类”。在这个概念上，与黄道倾斜准1.2Ma周期对应的构造气候旋回，在地球演化的亿年和十亿年尺度的历史中应属于地球轨道场控制而尚未引起重视的微节律。但是，探讨人类起源和进化的环境背景只需追溯到过去8—10Ma，因而在与当代和未来生存环境有关的古全球变化研究中，显示准1.2Ma周期的构造气候旋回可称得上是最长时间尺度的主旋回。

(2)由于地球轨道要素变化引起太阳辐射量的增减未出现准1.2Ma的周期性，因而这个长周期气候变化被冰期旋回的研究者所忽视。换一个角度看，这恰好反证了它是构造运动驱动的气候变化。Song和Richards^[47]关于地球内核旋转比地幔和地壳旋转每年快1°的地震证据，表明旋转地球内部的各圈层之间必然存在着差异运动。日地关系中偏心率与黄道倾斜的长周期变化，会通过地球的内部能源和外部能源表现的物质运动和圈层差异运动产生影响，从而发生周期性的岩石圈构造作用。

(3)由于每个准1.2Ma黄道倾斜周期大致对应于3个准0.4Ma偏心率周期，因而会使偏心率与黄道倾斜分别诱导的构造运动，在它们的最大变幅时段发生叠加作用而导致更强烈的构造运动。这也许是准1.2Ma周期构造运动及其驱动的气候变化特别显著的原因，相应地可引发跃变性或灾变性地质事件。最近8Ma各主旋回界面附近发生的强烈构造运动具有普遍性，有关的重大地质事件和气候特征时段构成了东亚环境变迁的时空框架。

(4)对青藏高原隆升的气候和环境效应，现在还没有估计过高，晚新生代北半球大冰期的来临及长周期冰期旋回在相当程度上可能是高原隆升的后果。事实上，由于长尺度构造运动和气候变化都具有全球性，青藏高原隆升在构造气候旋回中扮演角色的大小，决定于它的垂直尺度(高度)和水平尺度(面积)的组合变化。当它的高度和面积同时或先后达到某种影响气候的临界值时，构造上升的直接或间接气候效应才能改变大气CO₂含量和环流格局，从而对全球轨道气候背景产生非线性影响，放大辐射气候变化的幅度，并与来自海洋和陆架区构造作用的气候响应联合在一起，导致大冰期来临及第四纪大幅度冰期-间冰期气候变化。

(5)一般认为，地质记录指示的构造运动和气候变化最剧烈的地方，并达到某个临界状态或阈值之时，应是策令构造驱动气候的时空位置。有迹象表明，3.7或2.5Ma BP前以海洋构造作用的气候响应为主，此后才逐步地突出高原构造作用的气候效应。所以，最近8Ma青藏高原形成和隆升对包括黄土高原在内的中国东部季风区的气候和环境所施加的影响，以冬季风的跃变为主导性标志，其前后也有所不同。7.3—3.7Ma BP之间的冬、夏季风现象并不显著。3.7Ma BP后显示的冬季风还弱于夏季风。嗣后，在冬季风加强和东亚季风形成与演变过程中，突变于2.5Ma BP前，转态于1.3Ma BP前，递变于0.2Ma BP前。如此的每次剧变，都显示冬季风与夏季风强弱关系上的不同组合特征，相应的气候季节性逐步增强，导致生态环境发生阶段性分异。

(6)评判古季风的有无和盛衰，以及季风气候的时空变迁特征，最有效的定量指标是指示气候季节性强弱的气温年较差。通常使用的年均温指标，不足以揭示古季风、古气候和古环境的本质属性。所以，据孢粉植物群重建冬季(1月)温度和夏季(7月)温度来确定气温年较差值，是今后研究东亚季风气候和季风环境变迁的一项关键性工作。有关代用气候指标的可靠性，应

通过气温年较差的检验后才能予以确认。

(7)我国东南季风区与西南季风区的气温年较差具有明显的差异,前者的特别偏大是由冬季风比夏季风强盛所决定,后者的有些偏小是冬季风比夏季风衰弱所致。所以,重建 8Ma B P 以来气候特征时段气温年较差的时空分布,有助于确定东亚古气候的时空变迁和古环境的时空分异,从中分辨它们对轨道气候旋回与构造气候旋回的叠加响应。

参 考 文 献

- [1] Ruddiman W F, Prell W L, Raymo M E. Late Cenozoic uplift in southern Asia and the American West: Rationale for circulation modeling experiments[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1989, 94(D15): 18379—18391.
- [2] Raymo M E, Ruddiman W F. Tectonic forcing of late Cenozoic climate[J]. *Nature*, 1992, 359: 117—122.
- [3] Kutzbach J E, Prell W L, Ruddiman W F. Sensitivity of Eurasian climate to surface uplift of the Tibetan Plateau [J]. *Journal of Geology*, 1993, 101: 177—190.
- [4] Ruddiman W F (edited). *Tectonic Uplift and Climate Change* [M]. New York: Plenum Press, 1997, 1—515.
- [5] 吴锡浩. 北京地区第四纪冰期与构造—气候旋回[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 1983, 3(2): 111—121.
- [6] 孙殿卿, 吴锡浩. 中国第四纪构造—气候旋回的初步研究[J]. *中国第四纪研究*, 1986, 7(2): 1—9.
- [7] 吴锡浩, 王富葆, 安芷生, 等. 晚新生代青藏高原隆升的阶段和高度[C]. *黄土·第四纪地质·全球变化*, 第三集. 北京: 科学出版社, 1992, 1—13.
- [8] 吴锡浩, 安芷生. 黄土高原黄土—古土壤序列与青藏高原隆升[J]. *中国科学(D辑)*, 1996, 39(2): 103—110.
- [9] 华英敏, 吴守贤, 安芷生, 等. 第四纪沉积序列的频谱分析[C]. 见: 刘东生等主编, *黄土·第四纪地质·全球变化*, 第二集. 北京: 科学出版社, 1990, 134—142.
- [10] 余志伟, 丁神礼, 刘东生. 2.5Ma 以来地球轨道参数变化对黄土粒度变化的线性驱动[J]. *第四纪研究*, 1992, (2): 118—127.
- [11] 吴锡浩, 安芷生, 蒋复初, 等. 上新世以来黄土高原的构造气候旋回[C]. 见: 纪念袁复礼教授诞辰 100 周年学术讨论会文集. 北京: 地震出版社, 1993, 73—78.
- [12] 吴锡浩, 蒋复初, 肖华国. 地球公转轨道偏心率变化的构造运动响应[J]. *地质力学学报*, 1995, 1(1): 8—14.
- [13] 吴锡浩, 安芷生. 关于青藏高原和黄土高原环境动力学研究的浅见[C]. 见: 中国青藏高原研究会编. *青藏高原与全球变化研讨会论文集*. 北京: 气象出版社, 1995, 222—227.
- [14] Cande S C, Kent D V. Revised calibration of geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100: 6093—6095.
- [15] Berger A, Loutre M F. Insolation values for the climate of the last 10 million years[J]. *Quaternary Science Reviews*, 1991, 10: 297—317.
- [16] 吴锡浩, 李永昭. 青藏高原的冰碛层与环境[J]. *第四纪研究*, 1990, (2): 146—158.
- [17] 吴锡浩. 构造—气候旋回与第四纪下限问题[C]. 见: *第四纪冰川与第四纪地质文集(7)*. 北京: 地质出版社, 1991, 32—42.
- [18] 吴锡浩. 青藏高原隆升幅度的初步研究[C]. 见: 刘东生等主编, *黄土·第四纪·地质全球变化*, 第四集. 北京: 科学出版社, 1996, 1—17.
- [19] 陈杰, 卢演传, 丁国瑜. 祁连山西段及河西盆地第四纪构造运动的阶段划分[J]. *第四纪研究*, 1996, (3): 263—271.
- [20] 王富葆, 李升峰, 申旭辉, 等. 吉隆盆地的形成演化、环境变迁与喜马拉雅山隆起[J]. *中国科学(D辑)*, 1996, 26(4): 329—335.
- [21] 王苏民, 薛滨. 中更新世以来若尔盖盆地环境演化与黄土高原比较研究[J]. *中国科学(D)*, 1996, 26(4): 323—328.
- [22] 钱方. 用古地磁方法对西藏阿里地区上新世以来水平运动的初步研究[C]. 见: *喜马拉雅岩石圈构造演化, 西藏地球物理文集*. 北京: 地质出版社, 1990, 198—206.
- [23] 邓秀芹. 晚新生代以来塔里木盆地周缘碎屑沉积物与周缘山系隆起时代对比[J]. *西北地质科学*, 1996, 17(2): 85—89.
- [24] 钱方, 张金超. 昆仑山口羌塘组磁性地层与新构造运动[J]. *地质力学学报*, 1997, 3(1): 50—56.

- [25] 安芷生, Kukla G, 刘东生. 洛川黄土地层学[J]. 第四纪研究, 1989, (2): 155—168.
- [26] 孙建中, 赵景波, 等. 黄土高原第四纪[M]. 北京: 科学出版社, 1991. 1—238.
- [27] 岳乐平, 薛祥煦. 中国黄土古地磁学[M]. 北京: 地质出版社, 1996. 1—131.
- [28] 吴锡浩, 魏方, 兰朝玉. 北京延庆盆地早更新世古气候重建[C]. 见: 刘东生等主编, 黄土·第四纪地质·全球变化, 第一集. 北京: 科学出版社, 1990, 47—61.
- [29] Shi Ning. The Late Cenozoic stratigraphy, palynology and environmental development in the Yushe Basin, North China [J]. *Striae*, 1994, 36: 3—82.
- [30] 石宁. 上新世-早更新世云杉属和冷杉属在华北地区的发展及其气候指示意义[J]. 第四纪研究, 1996, (4): 319—328.
- [31] 陈晓锋. 山西静乐县“静乐期”地层及大哺乳动物化石[J]. 第四纪研究, 1994, (4): 339—353.
- [32] 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与气候变化[J]. 中国科学(D辑), 1997, 27(3): 265—270.
- [33] 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[J]. 第四纪研究, 1997, (2): 147—157.
- [34] 徐钦琦. 气候变化的周期性与黄道倾斜的关系[J]. 古脊椎动物与古人类, 1980, 18: 334—343.
- [35] 孙东怀, 陈明扬, John Show, 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[J]. 中国科学(D辑), 1998, 28(1): 79—84.
- [36] 欧阳自远, 王世杰, 肖志锋, 等. 新生代地外物体撞击诱发的古气候环境灾变[J]. 第四纪研究, 1995, (4): 324—331.
- [37] 李云通, 等. 中国的第三纪[M]. 北京: 地质出版社, 1984. 1—351.
- [38] 刘若新, 陈文寄, 孙建中, 等. 中国新生代火山岩的 K-Ar 年代与构造环境[C]. 见: 刘若新主编, 中国新生代火山岩年代学与地球化学. 北京: 地震出版社, 1992. 1—43.
- [39] 宋之琛, 曹流, 李曼英. 山东第三纪孢粉组合[C]. 中国科学院地质古生物研究所集刊, 第三号, 北京: 科学出版社, 1964. 179—285.
- [40] 《中国新生代植物》编写组. 中国植物化石, 第三册, 中国新生代植物[M]. 北京: 科学出版社, 1978. 1—223.
- [41] 王开发, 蒋辉, 郑卓, 等. 浙江天台、新昌、嵊县地区玄武岩沉积夹层的孢粉、硅藻组合[J]. 地层学杂志, 1985, 9(1): 28—34.
- [42] 郑亚惠, 袁佩鑫. 南京雨花台组孢粉组合及其时代的探讨[J]. 地层学杂志, 1985, 9(3): 161—169.
- [43] 杨怀仁, 徐馨, 杨达源, 等. 长江中下游环境变迁与地生态系统[M]. 南京: 河海大学出版社, 1995. 113—139.
- [44] 童国榜, 张俊碑, 范淑贤, 等. 中国 4Ma 以来孢粉植物群与环境演变的趋势[C]. 见: 刘东生等主编, 黄土·第四纪地质·全球变化, 第四集. 北京: 科学出版社, 1996. 32—45.
- [45] 刘俊峰, 苏英. 陕西蓝田地区 850ka 以来的植被与变化[C]. 见: 刘东生等主编, 黄土·第四纪地质·全球变化, 第四集. 北京: 科学出版社, 1996. 53—62.
- [46] 王鸿祯. 地球的节律与大陆动力学的思考[J]. 地学前缘, 1997, 4(3): 1—12.
- [47] Song Xiaodong, Richards P G. Seismological evidence for differential rotation of the Earth's inner core[J]. *Nature*, 1996, 382: 221—224.

ON TECTONOClimatic CYCLE OF QUASI- PERIOD OF 1.2Ma IN LATE CENOZOIC

WU Xihao^{1,3}, WANG Sumin², AN Zhisheng³, JIANG Fuchu^{1,2},
XIAO Huaguo^{1,3}, SUN Donghuai³, XUE Bin²

¹ Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Science, Beijing 100081;

² Open Laboratory of Lake Sediment and Environment, Chinese Academy of Science, Nanjing 210008;

³ State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Chinese Academy of Science, Xi'an 710054.

Abstract: The tectonoclimatic cycle which states that the climate is determined by tectonic

movement is different from Milankovich's glacioclimatic cycle. However, both of them are controlled by the Earth's orbit. On the basis of the late Cenozoic geological records in the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and the Loess Plateau, with the magnetostratigraphy as timescale and the maximal amplitude position of ecliptic tilt (ϵ) as model age, the major cyclothem of tectonoclimatic cycle with a quasiperiod of 1.2Ma in the last 8Ma are divided as MTC_7 , MTC_6 , MTC_5 , MTC_4 , MTC_3 , MTC_2 , MTC_1 , MTC_0 , whose horizon lines in the red clay-loess sequence and boundary ages in the ϵ curve are RCL_4/Br 7.3Ma, RCL_3/RCS_4 6.1Ma, RCL_2/RCS_3 4.9Ma, RCL_1/RCS_2 3.7Ma, WL_3/RCS_1 2.5Ma, L_{15}/WS_1 1.3Ma and L_2/S_2 0.2Ma B P, respectively. And an analysis of the evolution of the eolian deposits of Loess Plateau in periods of about 1.2Ma and the tectonic uplift of Qinghai-Xizang Plateau shows that there exists a causality between them that the climate depends on the uplifting.

The uplift model of the Qinghai-Xizang Plateau constructed by the related information indicates that it has undergone different tectonic stages. First, the pre-plateau stage, in which no integrated Qinghai-Xizang block had been formed, existed before 7.3Ma B P in the late Miocene. Second, the stage of isostatic adjustment of the newly-formed inner plateau block ensued during a time from 7.3 to 2.5 Ma B P, in which the uplift of the West Kunlun Mts. has began since 3.7Ma B P. Third, the stage of forming plateau surface followed from 2.5 to 1.3Ma B P, in which the Qilian-Qaidam block coalesced with the major part of the plateau, to form an initial Qinghai-Xizang Plateau similar to its present configuration, and the aggradational plateau surface reached a mean altitude of 2400m. An en bloc uplifting stage has commenced since 1.3Ma B P in which the plateau surface has uplifted from a mean altitude of ca. 2400m, successively to ca. 2900m (0.9Ma B P), ca. 3600m (0.6Ma B P), ca. 4200m (0.13Ma B P), ca. 4560m (0.09Ma B P) and today's mean altitude of ca. 4800m.

It is evident that the differences of climatic and environmental effects on the eastern China monsoon area, including the Loess Plateau, have been produced around the time of formation and uplift of the Qinghai-Xizang Plateau, in which the change of seasonality resulting from the stage-strengthening winter monsoon is most important. At first the winter monsoon was not conspicuous for a time span of 7.3—3.7Ma B P and strengthened somewhat after 3.7Ma B P. Afterwards, the East Asian monsoon being typical of a much stronger winter monsoon than summer monsoon have been formed. Then, in the process of winter monsoon strengthening, it abruptly changed before 2.5Ma B P, transformed before 1.3Ma B P and altered progressively before 0.2Ma B P, in which the different features of strong-weak associations of the winter and summer monsoon have been shown in every variation, enhanced seasonality step by step and resulted in the differentiation of ecological environment between south and north, east and west.

Key words: tectonoclimatic cycle; quasi-period of 1.2Ma; Qinghai-Xizang Plateau; Loess Plateau