

二叠-三叠纪东特提斯地区古地理、古气候和古海洋演化与地球表层多圈层事件耦合*

颜佳新** 赵 坤

(中国地质大学地球科学学院, 武汉 430074)

摘要 通过对东特提斯地区二叠纪栖霞期和吴家坪期、三叠纪安尼期和诺利期古地理、古气候和古海洋环流再造, 研究了二叠-三叠纪岩石圈(古地理)-水圈(古海洋)-大气圈(古气候)的相互联系、相互作用及其演化. 研究表明, 特提斯地区二叠-三叠纪古地理变化和联合古大陆的整体北移, 导致了全球古洋流格局的重大调整; 而古地理的变化和古洋流格局的调整可能是将二叠-三叠纪巨型季风气候体系推向高潮的关键因素.

关键词 二叠-三叠纪 东特提斯地区 古地理 古气候 古海洋

地球表层各圈层(岩石圈、水圈、大气圈、生物圈)在古、中生代之交发生的巨大变化, 是一次重大的地史转折, 也是多圈层地质事件的集中爆发, 体现了各圈层地质事件的耦合, 是当今地学界研究热点之一. 联合古大陆形成和生物大绝灭是其中最为突出的两大圈层(岩石圈和生物圈)事件, 涉及到生物圈和岩石圈事件之间的成因联系. 目前, 有关古生代末期生物绝灭及原因等相关研究已经取得了重大进展, 生物圈绝灭事件与水圈和大气圈事件之间的关系也逐步被揭示出来^[1~3], 联合古大陆的再造也已趋于成熟^[4]. 但是已有的东特提斯地区古地理再造始终不尽如人意. 另外, 如果岩石圈事件和生物圈事件存在成因联系, 岩石圈事件作用于生物圈必须经过水圈和大气圈才能够实现. 而联合古大陆的形成、演化对二叠-三叠纪古海洋、古气候演化的影响, 仍是研究的薄弱环节. 东特提斯地区发育完整的古、中生代之交连续沉积剖面, 古地理位置独特, 是研究古、中生代之交地球表层各圈层地质事件耦合及其成因的最有利地区. 本文利用我们开发的古大陆再造软件和建立的二叠-三叠纪地层、沉积、古气候资料数据库, 通过对东特提斯地区四个时期(二叠纪栖霞期和吴家坪期、三叠纪安尼期和诺利期)古地理、古气候和古洋流再造, 研究二叠-三叠纪岩石圈(古地理)-水圈(古海洋)-大气圈(古气候)的相互联系、相互作用及其演化.

1 东特提斯地区二叠-三叠纪古气候特征与演化

EBM 模型和 GCM 模型研究表明, 二叠-三叠纪期间, 联合古大陆内部季节性温差大、净降雨量少^[5], 也是地质历史中蒸发岩广泛发育的时期. 因而有学者认为, 二叠-三叠纪全球古气候体制为一种巨型季风气候(megamonsoon)体制^[6]. 另一方面, 全球古植物地理分区研究结果表明, 二叠

2001-05-27 收稿

* 国家自然科学基金(批准号: 49632070, 49972038)和教育部资助优秀年轻教师基金项目联合资助

** E-mail: jxan@public.wh.hb.cw

纪古气候仍然呈现圈层环流体制特征,只不过气候带分界与纬度线斜交^[7]。在此期间,东特提斯多岛洋位于联合古大陆东部的赤道低纬度地区,为同期陆地-海洋-大气系统的重要组成部分,是当时大气-海洋系统的重要影响因素。因此,查明东特提斯地区二叠-三叠纪古气候标志的展布特征及其演化,对我们深入了解二叠-三叠纪全球古气候体制演化等方面具决定性作用。

1.1 栖霞期

图 1 为二叠纪栖霞期古地理、古气候和古洋流再造图。在南、北纬 25~35°范围内,明显发育两个较为干燥的气候带,被古赤道潮湿气候带所分开。发育于南侧较干燥气候带的古气候标志有: Lut 地块、中帕米尔地块、羌塘地块、保山地块(中缅马地块的北部)、巴基斯坦盐岭以及在昌宁-孟连带内洋岛-海山碳酸盐台地上的鲕状灰岩^[8],保山地块杂砾岩之上和泰国半岛普吉群杂砾岩之上发育的石膏,以色列南部 Sa'ad 组的硬石膏胶结物(局部发育泥裂)。北部较干燥古气候的标志为新疆博格达山栖霞期地层中的鲕状灰岩。结合古植物学研究结果,华北地块同期煤层、华南地区栖霞组底部含煤的梁山段和思茅地块上的薄煤层显示了古赤道热带地区潮湿的气候特征。从全球范围来看,古气候标志的带状分布特征极为明显。在联合古大陆南北两侧各发育一蒸发岩沉积带,再向高纬度地区进入温凉气候成煤带(图 1)。

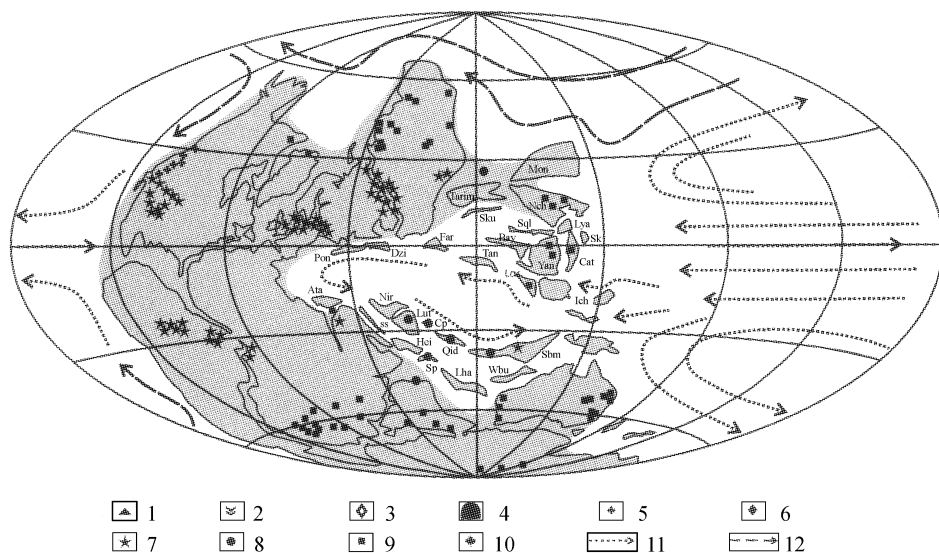


图 1 栖霞期古地理、古气候、古洋流再造图

1. 沙丘; 2. 铝土矿; 3. 厚层白云岩; 4. 红层; 5. 磷结核; 6. 淡水湖泊沉积; 7. 蒸发岩; 8. 钙质鲕粒; 9. 煤层; 10. D-B 植物群; 11. 暖流; 12. 寒流。Ata, 南土耳其(Anatolide-Tauride); Bay, 巴颜喀拉; Cat, 华夏; Cp, 中帕米尔; Dzi, 外高加索; Far, Farah Rud; Hel, Helmand; Ich, 印支; Las, 兰坪-思茅; Lha, 拉萨; Lut, 鲁特; Lya, 下扬子; Mon, 南蒙古; Nch, 华北; Nir, 西北伊朗; Pon, 北土耳其; Qia, 羌塘; Sbm, 中缅甸; Sk, 南朝鲜; Ssq, 南秦岭; SS, Sanandaj Sirjan; Tan, 唐古拉-昌都; Wbu, 西缅甸; Yan, 上扬子

1.2 吴家坪期

二叠纪吴家坪期古气候标志的带状分布仍然极为清楚(图 2)。中部热带潮湿气候带标志包括煤层(华南地区龙潭组及相同层位地层、华北地块南部、唐古拉-昌都地块、羌塘地块的双湖地区、印支地块)、大羽羊齿植物群和分布于上扬子地块、北帕米尔地块和伊朗 Alborz 山的厚

层铝土矿。煤层发育最好的地区是华南地区和唐古拉山地区。发育于南部较干燥气候带的古气候标志有: 东马来半岛上的鲕状灰岩, 中缅甸地块上的鲕状灰岩和石膏, 南帕米尔地块上的厚层白云岩, 以及广泛分布于阿拉伯地块上的蒸发岩。发育于北部较干燥古气候带的古气候标志有: 华北地块北部的红层, 甘肃南地区的石膏和塔里木地区的 *Walchia* 植物群。

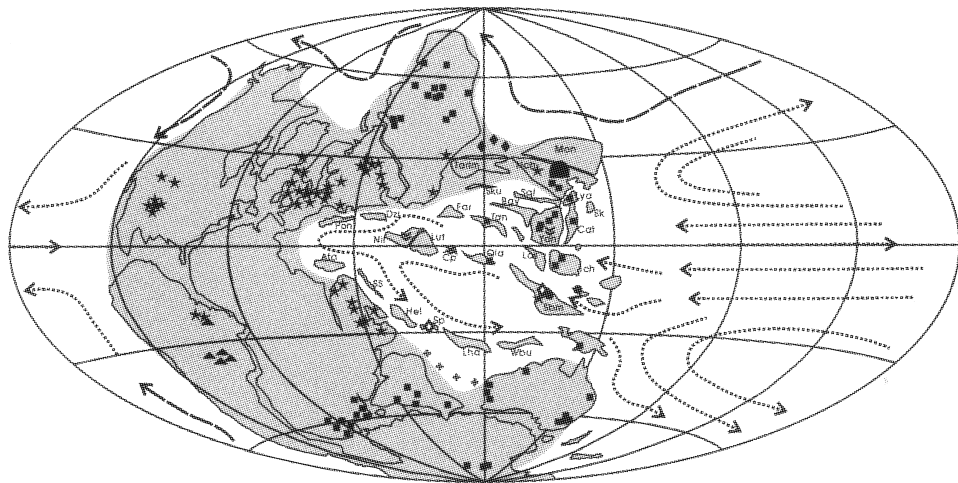


图2 吴家坪期古地理、古气候、古洋流再造图(说明参见图1, 后同)

1.3 安尼期

在安尼期, 反映干旱气候特点的古气候标志几乎遍及整个东特提斯地区, 气候分带不明显(图3)。如华南地区发育膏溶角砾岩(蒸发岩)、含铜砂岩, 思茅地块上发育鲕粒灰岩, 禅邦高原和泰国半岛上发育厚层白云岩和蒸发岩, 巴颜喀拉地块上发育蒸发岩, 塔里木地块中部钻遇同期蒸发岩沉积, 拉萨地块上发育鲕状灰岩, 阿拉伯地块(包括叙利亚、以色列南部和伊朗的波斯湾海岸地区)上也发育蒸发岩, 伊朗北部 Alborz 带发育鲕状灰岩和石膏。华北地块鄂尔多斯盆地内同期地层也为干旱气候条件下形成的紫色河湖碎屑沉积。在保山地块、昌都地块上, 虽然未出现同期干旱气候标志, 但是在早三叠世晚期分别出现膏盐和鲕状灰岩, 推测安尼期也应该处于干燥气候环境中。

1.4 诺利期

从整体看, 东特提斯地区在诺利期重又呈现气候分带的现象(图4)。发育于南侧较干燥气候带的古气候标志有: 拉萨地块上的蒸发岩和印度地块北缘多处出现的鲕状灰岩。后者包括 Spiti (Lilang) 诺利期 Hangrang 组内的鲕粒和核形石, Kumaon 地区和尼泊尔诺利晚期~瑞替期的鲕状灰岩, 巴基斯坦盐岭晚三叠世发育的白云质灰岩。菲律宾北巴拉望地块和琉球群岛晚三叠世晚期地层中也出现钙质鲕粒¹⁾。

反映中部较为潮湿气候特点的古气候标志包括华南地区、思茅地块、保山地块和唐古拉-昌都地块南部发育的煤层。在印支地块呵叻盆地, 卡尼期~诺利期沉积为 Huai Hin Lat 组, 组内发育有分布广泛的淡水湖相页岩(Dat Fa 段); 瑞替期 Nam Phong 组也为分布广泛的淡水湖泊沉积。

唐古拉-昌都地块北部发育蒸发岩和鲕状灰岩。向东在华北地块鄂尔多斯盆地, 晚三叠世

1) 颜佳新, 周 蒂. 南海北部陆缘区中特提斯构造演化研究进展(未刊)

延长群为灰绿、黄绿色砂页岩夹有油页岩,顶部含煤层,一般认为该套地层形成环境为温湿的湖泊沉积环境^[9];但是 Yin 等^[10]认为该套地层内的淡水动物群和植物群反映暖温带、相对较干燥的古气候特征.从整体看来,这种可能性极大.同期准噶尔盆地淡水湖泊相沉积和煤层应属温带较为潮湿的古气候背景.

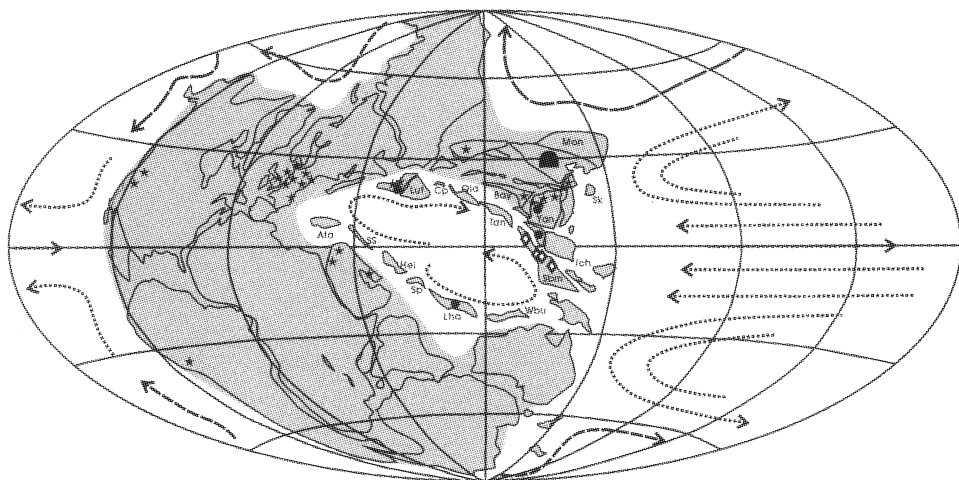


图 3 安尼期古地理、古气候、古洋流再造图

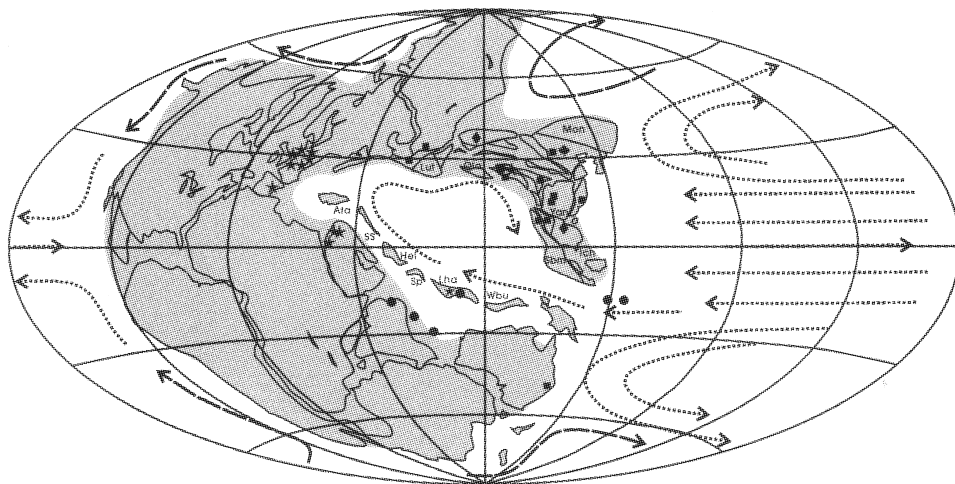


图 4 诺利期古地理、古气候、古洋流再造图

上述古气候标志的分布特征及其演化表明,全球二叠-三叠纪古气候的演化实际上是一个巨型季风气候体制的形成发展、鼎盛和崩溃的演变过程.二叠纪为巨型季风气候体制的形成时期,早、中三叠世为巨型季风气候体制发育的鼎盛时期.因为在季风气候体制发育的鼎盛时期,大陆东侧的赤道地区也将变得极为干燥,相反在大陆西侧的赤道地区则相对较为潮湿,类似现代的非洲.安尼期,东特提斯中、低纬度地区广泛发育干燥古气候标志,在成因上也应与此

类似。至晚三叠世, 季风气候体制瓦解并逐渐被圈层型气候体制所取代。上述古气候演化研究, 也为东特提斯地区古地理再造提供了重要依据^[11,12]。

2 东特提斯地区二叠-三叠纪多岛洋古地理再造

在晚古生代以来的地质历史中, 特提斯构造演化总体趋势是小地块依次从冈瓦纳大陆北缘裂离, 然后北上与欧亚大陆碰撞, 导致北侧较老的特提斯洋盆闭合, 南侧新的特提斯洋盆裂开^[13]。依据对地块间缝合线(或蛇绿岩)的发展历史分析, 结合生物古地理、古气候和有关地块的古地磁资料, 本文系统地再造了栖霞期、吴家坪期、安尼期和诺利期全球古大陆分布(图 1~4, 有关地块定义见参考文献[12])。

值得指出的是, 目前对滇西昌宁-孟连带的大地构造性质和规模等问题仍存在不同见解^[14], 如该带所代表的古特提斯是有限洋盆、小洋盆(裂谷) 还是宽广的洋盆? 通过对昌宁-孟连带晚石炭世-早二叠世洋岛/海山碳酸盐岩地层的古气候研究, 我们认为该套碳酸盐岩形成于南部亚热带较干燥气候带内; 在早二叠世早期, 昌宁-孟连带所代表的洋盆宽度约 10° 古纬距^[8]。另外, 综合有关羌塘地区地史特征, 考虑到羌塘地区与其南部和北部地区地质发展历史的巨大差别, 我们将西羌塘地区(双湖以西)作为一个整体(地块)看待, 南界为班公湖带, 闭合于晚侏罗世-早白垩世, 北界以红山湖-乔尔天山构造带与甜水海地块相隔^[15]。羌塘地块之东为唐古拉-昌都地块。二叠纪早期亲冈瓦纳地块群与亲华夏地块群的分界介于西羌塘地块和唐古拉-昌都地块之间。此外, 根据下述原因, 本次研究认为雅鲁藏布江带自二叠纪中期开始与冈瓦纳大陆北部被动大陆边缘分离: 1) 冈瓦纳大陆北部大陆边缘, 如印度地块北缘和阿拉伯地块的阿曼山一带均出现二叠纪沉积速度增加、下沉加剧、发育板内玄武岩、出现破裂不整合等特征, 表明裂陷已经开始^[16]; 2) 中二叠世自西西里-Crete-伊拉克北东部的 Kurdistan-阿曼(二叠纪菊石)-帝汶出现二叠纪深水广海相菊石或深水放射虫硅质岩和牙形石。同期菊石动物群也出现于 Tunisia, Crimea, Croatia 和希腊 Chios 岛的浅水沉积相中^[17]。这些说明该带在二叠纪中期存在一个水体循环不受限制的海道。

2.1 栖霞期

据古地磁资料, 华南上扬子地块位于古赤道附近($7^{\circ}\text{S}\sim 0.7^{\circ}\text{S}$), 华北地块古地磁纬度为 6°N ^[18]。另一方面, 在此期间, 向西开口的楔形古秦岭洋东端近于闭合, 华北地块和上扬子地块之间应该相距不远。根据华北地块二叠纪古气候由潮湿逐渐转为干燥的特点, 同时考虑到华北地块与塔里木地块和扬子地块的关系, 华北地块当时应该位于 15°N 左右。

塔里木地块和准噶尔地块自石炭纪中期碰撞拼合以后已连为一体。在乌鲁木齐以东的博格达山一带, 中石炭世祁家沟组内大量发育鲕状灰岩, 栖霞期地层中亦有鲕状灰岩发育。往北, 出现潮湿气候条件下的陆相淡水沉积。往南在塔里木盆地内, 干燥气候可持续到晚二叠世。因此古天山在栖霞期应该大体位于干燥性气候带与潮湿性气候带的分界附近。根据对二叠-三叠纪东特提斯地区古气候分析, 考虑到塔里木地块与华北地块的关系, 估计博格达地区当时古纬度约为 25°N 左右, 塔里木地块主体可能位于 25°N 以南。在华北地块和蒙古地块(包括松辽-佳木斯地块)之间仍发育有向东开口的楔形洋盆^[11]。

上述地块古地理位置及其空间关系的确定, 也为它们南侧小地块的位置确定提供了重要依据。如下扬子地块、华夏地块、巴颜喀拉地块、中咱地块和兰坪-思茅地块、印支地块。此

处上扬子地块和印支地块之间的拼合年代采纳的是 Metcalfe^[13]意见: 华南和印支之间的缝合线位于马江(Song Ma)带, 海域闭合于早石炭世. 泰国北东部石炭纪植物群^[19]、呵叻盆地晚三叠世 Huai Hin Lat 组内发育的脊椎动物群和老挝琅勃拉邦发现的晚二叠世或三叠纪早期的二齿兽化石等为此提供了有力的证据, 黑水河(Song Da)带为二叠-三叠纪裂谷盆地.

中缅马地块(包括保山-腾冲地块)当时位于南部亚热带南侧边缘, 地块上发育钙质鲕粒, 也有杂砾岩之上发育石膏的报道; 这与对保山地块卧牛寺组所测的 34.1°S 古纬度资料也吻合. 根据古气候分析, 羌塘地块和中帕米尔地块的古地理位置与中缅马地块位置大体相当.

拉萨地块和南帕米尔地块古地理位置的确定, 主要根据: 1) 雅鲁藏布江带打开的时间; 2) 印度地块北缘复原^[16]. 南昆仑地块古地理位置的确定主要根据: 1) 最近在东昆仑阿尼玛卿地区发现的早二叠世放射虫表明, “中昆仑洋”可能在早二叠世末期闭合^[20]; 2) 唐古拉-昌都地块茅口期之后与巴颜喀拉地块发生碰撞^[21]. 因此在栖霞期, 南昆仑地块的位置大体位于巴颜喀拉地块与塔里木-柴达木地块之间.

2.2 吴家坪期

栖霞期古地理再造为吴家坪期古地理再造提供了可靠的基础. 在吴家坪期, 各地块的位置均发生了相应的向北位移. 上扬子地块古地磁纬度为 8.9°N , 华北地块的古地磁纬度为 14.6°N ^[18]. 华北地块北侧开始发育红层, 甘肃肃南地区出现石膏沉积, 表明其北侧开始进入较为干燥的北亚热带. 塔里木地块内发育反映较为干燥气候特征的 *Walchia* 植物群. 准噶尔盆地主要为淡水湖泊沉积, 发育巨厚油页岩, 表明当时亚热带和北温带之间的界线仍位于天山一带.

与栖霞期古地理相比, 吴家坪期古地理变化主要表现在如下几方面: 1) 华北地块与蒙古地块之间的海域已完全闭合; 2) 中缅马地块、羌塘地块、中帕米尔地块和中伊朗地块(包括北西伊朗和 Lut 地块)快速北上. 羌塘地块上的薄煤层、中帕米尔地块和中伊朗地块上的铝土矿沉积表明它们已进入赤道附近热带潮湿气候带. 在唐古拉-昌都地块上已获得的 3.4°N 的古地磁纬度, 也为这些地块古地理位置的确定提供了参考依据. 因此, 该列地块北侧洋盆迅速变窄, 昌宁-孟连洋开始进入残余洋盆阶段; 3) 南昆仑地块与欧亚大陆南缘已经拼合, 唐古拉-昌都地块与巴颜喀拉地块也已发生碰撞. 但是在 Kopet Dagh、兴都库什和北帕米尔地区则产生弧后盆地; 4) 金沙江洋的俯冲和甘孜-理塘洋的打开^[14].

2.3 安尼期

安尼期, 唐古拉-昌都地块已与巴颜喀拉地块拼合, 且到达欧亚大陆南部边缘, 并将在中三叠世末期与南昆仑地块相碰撞; 中缅马地块、羌塘地块也已到达欧亚大陆的南部边缘. 昌宁-孟连洋将在中三叠世末期闭合; 文东-劳勿带洋盆也将于中三叠世末期闭合. 喀喇昆仑地区、羌塘地块北侧出现弧前复理石沉积. 金沙江洋盆已经基本上闭合, 但是往南东方向, 黑水河裂谷盆地仍未闭合. 上扬子地块与华北地块在东部已经开始碰撞, 古秦岭洋海水变浅, 分布范围局限.

2.4 诺利期

经过中三叠世末期印支运动以后, 欧亚大陆主体已经形成. 黑水河带二叠-三叠纪裂谷盆地也已经闭合. 该裂谷盆地在晚三叠世的闭合也可以从右江地槽的褶皱隆起、华南地区晚三叠世生物古地理分区得到印证. 中咱地块东侧的甘孜-理塘洋盆、昌宁-孟连洋, 在中三叠世已经

闭合, 其东侧澜沧江岛弧与思茅地块晚三叠世前发生的陆-陆碰撞阶段, 形成以三岔河组为代表的磨拉石沉积盆地, 覆盖在蛇绿混杂岩、高压变质带之上^[14]。中缅甸地块与印支地块之间的碰撞引起大量的岩浆侵入, 形成东南亚地区含锡花岗岩, 同时也在中缅甸地块上形成一些新的裂陷, 如潞西海槽^[14]。

唐古拉-昌都地块和拉萨地块之间的洋盆在此期间达到最大规模。这可以从古地磁资料和古气候资料得到证实。唐古拉-昌都地块此时古地磁纬度为 $26.4^{\circ} \text{N}^{[22]}$, 同时唐古拉-昌都地块南部出现薄煤, 而北侧出现石膏沉积, 说明唐古拉-昌都地块正好处于热带(潮湿)和北部亚热带(较干燥)气候带的分界处。拉萨地块晚三叠世古地磁纬度为 $28.3^{\circ} \text{S}^{[23]}$, 其上发育薄层石膏, 说明此时它位于南部亚热带。

很显然, 东特提斯地区二叠-三叠纪古地理格局具有多岛洋的特点, 其形成、演化与冈瓦纳大陆北缘地块裂离, 然后漂移北上有关。在二叠纪, 先期北上的亲华夏地块群虽然组成一个在生物古地理等方面相对独立的地块群, 但是它们之间并未互相拼合, 仍然保留多岛洋格局。印支运动使得东亚大陆主体形成。印支运动后, 南侧新的地块群也已开始北移, 进入新一轮多岛洋旋回。

3 表层古洋流体系再造与演化

表层古洋流系统恢复是古海洋学研究中的重点之一。特提斯地区栖霞期、吴家坪期、安尼期和诺利期表层古洋流再造(图 1~4)主要是参考现代表层洋流模式、依据上述古地理再造和现实类比的方法实现的。二叠纪、三叠纪古洋流的恢复, 目前仍是一个薄弱的研究环节。一方面, 地史中广阔的大洋已完全消失在一些俯冲造山带中; 另一方面, 中生代以前可靠的古洋流再造指标相对较少。好在古洋流的驱动机制和运动特点并不会因为地史演化而改变, 为利用现实性原理再造古洋流奠定了基础。

栖霞期古洋流(图 1)的最大特点是洋流在古特提斯洋内部形成一个完整的逆时针环流, 而且该逆时针环流与全球环流有较好的连贯性。随着联合古大陆的整体北移和亲冈瓦纳地块群的向北漂移, 古特提斯洋也在整体北移, 这将迫使洋流路径和洋流格局作出相应的调整。因而, 吴家坪期的古洋流格局(图 2)显示出了与栖霞期古洋流格局相类似的特点, 但是在逆时针环流的整体性方面又有明显差别。印度地块北缘同期磷质结核的发育可能与特提斯洋内洋流驱动的上升流有关(图 2)。联合古陆西侧的寒流可以从北美西部巨厚的磷质沉积(磷矿组)得到佐证。从整体上看, 该洋流格局与已知生物古地理分区也极为吻合^[24]。

至早、中三叠世, 向北移动的古特提斯洋中心进入古赤道地区(图 3)。受科里奥利力的影响以及东特提斯洋内北移的地块的影响, 古特提斯洋内表层海水形成两个大的环流, 北半球部分按顺时针方向流动, 南半球部分按逆时针方向流动。而且, 特提斯洋和泛大洋内的表层洋流体系很可能是相互独立的。至印支运动以后的晚三叠世(图 4), 东特提斯洋内部印支地块等与欧亚大陆相继碰撞就位, 妨碍特提斯洋与全球洋流循环、交流的屏障再次打开, 同时随着中特提斯洋的北移, 以顺时针方向表层环流为主的洋流新格局在中特提斯洋内开始形成。

4 二叠-三叠纪地球表层圈层耦合关系

对比图 1~4 不难看出, 二叠-三叠纪东特提斯地区表层古洋流格局的调整在成因上与古地

理演化密切相关. 二叠纪初期, 亲华夏地块群位于古赤道低纬度地区, 中缅甸、羌塘、中帕米尔等地块位于南纬 30° 度附近, 古特提斯洋规模最大. 古特提斯洋内的洋流可以顺畅地参与全球洋流循环(图 1). 在三叠纪印支运动以后, 中缅甸等地块与欧亚大陆南部大陆边缘碰撞, 古特提斯洋消失, 南侧新形成的中特提斯洋最为发育, 中特提斯洋内的洋流也可以顺畅地参与全球洋流循环(图 4). 但是在印支运动之前, 中缅甸等地块的北移不但扰乱了这种二叠纪早期业已建立的表层洋流循环格局, 也堵塞(或妨碍)了特提斯洋和泛大洋之间的(一级规模的)洋流循环通道. 因而在早、中三叠世期间, 形成两个相对独立的、互相分离的洋流循环体系(图 3).

对季风气候形成机制的研究表明, 两种陆海分布格局最有利于诱发强烈的季风气候, 一种是陆块位于赤道地区, 并沿经线方向分布; 另一种是陆块位于低纬度地区, 赤道地区为海洋环境所占据^[6]. 晚古生代末期形成的、南北向展布的联合古大陆, 规模上几乎跨越南、北两极; 同期特提斯洋主体位于古赤道地区, 夹于南、北两侧陆块之间. 因而, 二叠-三叠纪全球陆海分布格局具备诱发强烈季风型气候的古地理条件. 另外, 整体向北漂移的联合古大陆在三叠纪早期, 正好处于一种赤道南、北两侧陆地面积近于相等的对称状态^[6], 特提斯海域也正好位于赤道地区. 多重古地理因素的叠加, 特提斯海域独立的表层洋流体系的形成, 使季风气候体制在三叠纪早期趋于极盛成为必然.

因此, 特提斯地区二叠-三叠纪古地理的变化导致了全球古洋流格局的重大调整, 古地理变化和古洋流格局的调整也深刻地影响了古气候的变化, 特别是位于古赤道地区的中特提斯洋的发育和独立的洋流体系的形成, 可能是将二叠-三叠纪巨型季风气候体系推向高潮的关键因素. 但是, 古地理变化与古气候演化是一种线性关系还是非线性关系仍需进一步研究. 从影响范围看, 古、中生代之交由潮湿到干燥的古气候变化, 不仅表现在特提斯地区, 在极地地区也极为明显, 而且与二叠系-三叠系界线吻合^[25], 值得注意. 另外, 二叠纪-三叠纪之间的古气候事件与古生代末期生物绝灭事件的耦合关系已经受到人们的关注^[26], 但是细节仍有待于查明; 古、中生代之交其他地内事件, 如海水进退事件、缺氧事件、火山喷发事件、地球化学事件和磁性倒转事件等, 与上述古地理、古气候和古海洋演化之间的成因联系也值得进一步研究.

致谢 在成文过程中, 参阅了国家自然科学基金重点项目《古、中生代之交的泛大陆聚散、古全球变化与生物演化》结题报告有关章节, 在此谨致谢意.

参 考 文 献

- 1 Yin H F, Tong J N. Multidisciplinary high-resolution correlation of the Permian-Triassic boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1998, 143(2): 199~212
- 2 杨遵仪, 吴顺宝, 殷鸿福, 等. 华南二叠-三叠纪过渡期地质事件. 北京: 地质出版社, 1991. 1~180
- 3 Jin Y G, Wang Y, Wang W, et al. Pattern of marine mass extinction near the Permian-Triassic boundary in South China. *Science*, 2000, 289(5478): 432~436
- 4 Ziegler A M, Michael L, Hulver M L, et al. Permian world topography and climate. In: *Late Glacial and Postglacial Environmental Changes—Quaternary, Carboniferous-Permian and Proterozoic*. New York: Oxford Univ Press, 1997. 111~146
- 5 Crowley T J. Pangea climate. In: *Pangea: Paleoclimate, Tectonics and Sedimentation during Accretion, Zenith and Breakup of*

- a Supercontinent. Geological Society of America Special Paper 288, Boulder, Colorado, 1994. 25~39
- 6 Parrish J T. Climate of the supercontinent Pangea. *The Journal of Geology*, 1993, 101: 215~233
- 7 Ziegler A M. Phytogeographic patterns and continental configurations during the Permian Period. In: *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*. London: Geological Society Memoir 12, 1990. 363~379
- 8 颜佳新, 刘本培, 张海清. 滇西昌宁-孟连带内石炭纪-二叠纪鲕粒灰岩的古地理意义. *古地理学报*, 1999, 1(3): 13~18
- 9 赵锡文. 古气候学概论. 北京: 地质出版社, 1992. 98~107
- 10 Yin H F, Peng Y Q. The Triassic of China and its interregional correlation. In: *Permian-Triassic Evolution of Tethys and Western Circum-Pacific*. Amsterdam: Elsevier, 2000. 197~220
- 11 颜佳新. 东特提斯地区二叠-三叠纪古气候特征及其古地理意义. *地球科学*, 1999, 24(1): 13~20
- 12 Yan J X, Yin H F. Paleoclimatic constraints for Early Permian paleogeography of eastern Tethys. In: *Permian-Triassic Evolution of Tethys and Western Circum-Pacific*. Amsterdam: Elsevier, 2000. 1~15
- 13 Metcalfe I. Gondwanaland dispersion, Asian accretion and evolution of eastern Tethys. *Australian Journal of Earth Sciences*, 1996, 43: 605~623
- 14 钟大赉. 滇川西部古特提斯造山带. 北京: 科学出版社, 1998. 1~231
- 15 潘裕生. 青藏高原西北部构造特征——以叶城-狮泉河路线为例. 中国青藏高原研究会第一届学术讨论会论文选. 北京: 科学出版社, 1992. 263~271
- 16 Brookfield M E. The Himalayan passive margin from Precambrian to Cretaceous times. *Sedimentary Geology*, 1993, 84: 1~35
- 17 Blendinger W, Furnish W M, Glenister B F. Permian cephalopod limestones, Oman Mountains: evidence for a Permian seaway along the northern margin of Gondwana. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 1992, 93: 13~20
- 18 Zhao X X, Coe R S, Gilder S A, et al. Palaeomagnetic constraints on the palaeogeography of China: implications for Gondwanaland. *Australian Journal of Earth Sciences*, 1996, 43: 643~672
- 19 Laveine J P. The distribution of Eurasiatic late Paleozoic floras: a main tool for paleogeographic relationships. *Biostratigraphy of Mainland Southeast Asia: Facies & Paleontology*, 1993, 2: 347~359
- 20 殷鸿福, 张克信. 东昆仑造山带的一些特点. *地球科学*, 1997, 22(4): 339~342
- 21 边千韬, 常承法, 郑祥身. 青海可可西里大地构造基本特征. *地质科学*, 1997, 32(1): 37~46
- 22 林金录, Watts D R. 青藏高原的古地磁研究. 见: *青藏高原地质演化*. 北京: 科学出版社, 1990. 242~281
- 23 叶祥华, 李家福. 古地磁与西藏板块及特提斯演化. *成都地质学院学报*, 1987, 14(1): 65~79
- 24 Archbold N W, Shi G R. Western Pacific Permian marine invertebrate palaeobiogeography. *Australian Journal of Earth Sciences*, 1996, 43: 635~641
- 25 McLoughlin S, Lindstrom S, Drinnan A N. Gondwanan floristic and sedimentological trends during the Permian-Triassic transition: new evidence from the Amery Group, northern Prince Charles Mountains, East Antarctica. *Antarctic Science*, 1997, 9(3): 281~298
- 26 Bowring S A, Erwin D H, Jin Y G, et al. U/Pb zircon geochronology and tempo of the end-Permian mass extinction. *Science*, 1998, 280(5366): 1039~1045