

东吴运动性质的厘定及其时空演变规律

何斌^{1,2}, 徐义刚¹, 王雅玫², 肖龙²

1. 中国科学院广州地球化学研究所, 广东广州 510640

2. 中国地质大学地球科学学院, 湖北武汉 430074

摘要: 东吴运动是华南地区二叠纪影响较大的一次地壳运动, 然而对其涵义、起始时间、构造界面位置、影响范围和运动属性等方面一直存在争议。通过对上扬子茅口组对比、不整合面特征和岩浆活动等方面的研究, 结合对华南地区二叠纪的地层、沉积及岩相古地理等综合分析, 对东吴运动的性质、地球动力学背景和时空演变规律进行了探讨。认为茅口末期峨眉山地幔柱上升引起的地壳抬升、峨眉山玄武岩的喷发和东吴运动这三者之间存在成因联系; 上扬子中晚二叠世之间的东吴运动是峨眉山地幔柱上升所造成的地壳快速差异抬升。东吴运动具有明显的时空演变规律, 空间上西强东弱、南强北弱, 时间上西早东晚、南早北晚。下扬子及华南地块可能不存在东吴运动, 其中晚二叠世的沉积作用主要受华夏古陆控制。

关键词: 东吴运动; 扬子地台; 二叠纪; 峨眉山玄武岩; 地幔柱; 地壳抬升。

中图分类号: P542

文章编号: 1000-2383(2005)01-0089-08

收稿日期: 2004-04-28

Nature of the Dongwu Movement and Its Temporal and Spatial Evolution

HE Bin^{1,2}, XU Yi-gang¹, WANG Ya-mei², XIAO Long²

1. *Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China*

2. *Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China*

Abstract: Dongwu movement is an important geological event of the Permian in South China, however, there are still lots of disputes and controversy on the timing, dimension and nature of the Dongwu movement. This paper discusses the nature, geodynamics and evolution of the Dongwu movement. It is based on biostratigraphic correlation of the Maokou Formation and the study of an unconformity and volcanism in the Upper Yangtze block, combined with an analysis of the stratigraphy, sedimentation, lithofacies and paleogeography of the Permian in South China. This research suggests that there is a genetic relationship between the rising of the Emeishan mantle-plume, the eruption of the Emeishan basalts, and the Dongwu movement. That is, the Dongwu movement is a rapid differential crustal uplift caused by the rising of the Emeishan mantle-plume. It is stronger in the west than in the east, and it began earlier in the west. This research also shows that the Dongwu movement did not extend as far as the lower Yangtze and south Huanan block, and that the sedimentation in these areas during the Permian was controlled by the Huanan block.

Key words: Dongwu movement; Yangtze platform; Permian; Emeishan basalts; mantle plume; crustal uplift.

东吴运动是华南地区二叠纪影响较大的一次地壳运动。自1931年由李四光创名以来(Li, 1931), 一直为人们所关注。通过几十年来的反复研究对其认识逐步深化, 被视为中上二叠统分界的依据(尹赞勋等, 1965; 胡世忠, 1994a, 1994b)。然而对东吴运动的涵义、起始时间、构造界面位置、影响范围和运动

属性等方面一直存在不同的意见(张祖圻, 1983; 陈显群等, 1987; 李汝宁, 1989; 冯少南, 1991; 李文恒, 1992; 胡世忠, 1994a, 1994b; 梁定益等, 1994); 甚至有人对下扬子存在东吴运动提出质疑(陈显群等, 1987), 对其是否可以作为中上二叠统界线的分界争议更大(李文恒, 1992; 胡世忠, 1994b), 因此对其开

展深入研究具有重要的学术价值和实际意义. 本文运用地幔柱上升引起地壳抬升的理论, 通过对上扬子茅口组剥蚀、不整合面特征和岩浆活动等方面的综合研究, 结合对华南地区二叠纪的地层、沉积和岩相古地理等方面综合分析, 提出上扬子东吴运动是峨眉山地幔柱上升所造成的地壳快速差异抬升, 并讨论了东吴运动的时空演变规律.

1 上扬子东吴运动的特征

地壳运动, 尤其是抬升造陆运动的研究应从地层缺失、不整合面特征(底砾岩、古喀斯特地貌、古风化壳)、沉积响应和岩浆活动及其它们在时空上的变化规律等方面进行论证. 下面就针对上述内容对上扬子东吴运动的特征进行简要描述.

1.1 地层缺失

上扬子茅口组为典型的碳酸盐台地沉积(王立亭等, 1994; 冯增昭等, 1994), 岩性和厚度比较稳定. 岩石以生物碎屑灰岩为主, 灰岩中筳类化石十分丰富. 这些筳类化石演化速率快, 研究程度高, 为生物地层对比提供了可靠的依据. 作者在总结前人资料的基础上, 自下而上将上扬子茅口组划分为 *Neoschwagerina simplex* 带、*Afghanella-Neoschwagerina craticufera* 带和 *Yabeina-Neomisellina* 带(何斌等, 2003). 以此划分方案对上扬子茅口组进行系统而细致的生物地层对比后发现: 上扬子茅口组不仅存在差异剥蚀, 而且在空间上具有明显的变化规律. 茅口组的剥蚀程度以大理—米易为中心呈圆环状分布, 自西到东、自南到北可分为深度剥蚀带(内带)、部分剥蚀带(中带)、古风化壳带(外带)和连续沉积带(图 1, 2)(何斌等, 2003, 2004). (1) 深度剥蚀带(内带)包括在大理、米易一带直径为 400 km 的近圆形区域内. 该带茅口组大量缺失, 主要为 *Neoschwagerina simplex* 带的地层, *Afghanella-Neoschwagerina craticufera* 带和 *Yabeina-Neomisellina* 带几乎全部缺失, 残留的地层厚度多为几十米, 局部峨眉山玄武岩直接盖在梁山组砂岩上, 茅口组全部缺失; (2) 部分剥蚀带(中带)包括云南东部(昆明、会东、巧家)和四川的西南部, 总体表现为宽度为 300 km 左右的圆弧形环带. 在此带茅口组部分缺失; 主要由 *Neoschwagerina simplex* 带、*Afghanella-Neoschwagerina craticufera* 带的地层组成, 厚度为 200~350 m, 局部茅口组上部的 *Yabei-*

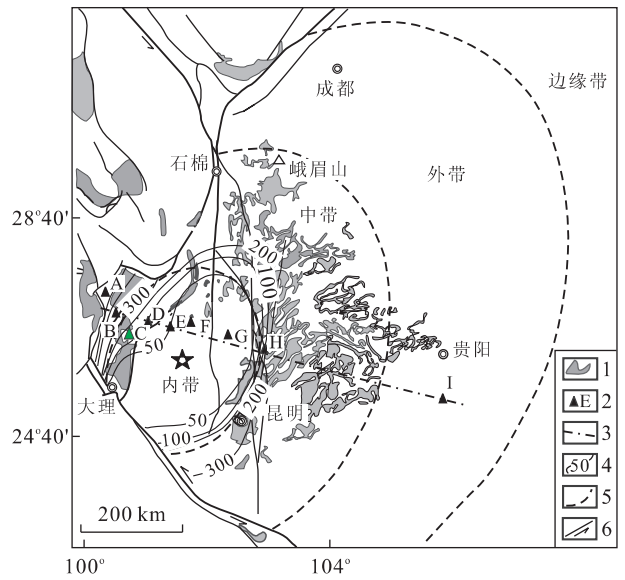


图 1 峨眉山大火成岩省上扬子茅口组差异剥蚀平面图

Fig. 1 Emeishan large igneous rock province and differential erosion of Maokou Formation in the Upper Yangtze block

1. 峨眉山玄武岩; 2. 地层剖面位置; 3. 联合剖面位置; 4. 茅口组等厚线(m); 5. 剥蚀程度分界线; 6. 断层

na-Neomisellina 带全部缺失; (3) 古风化壳带(外带)包括在成都、贵阳在内的四川中部、广西和贵州大部地区, 茅口组缺失较少; 在贵州和广西厚度为 400~700 m; 在四川中部为 250~400 m. 该带茅口组顶部古剥蚀面平坦, 普遍见有一层含黄铁矿、锰质、煤线、硅质的粘土岩的古风化壳, 为一短暂的沉积间断; (4) 连续沉积带(边缘带)上扬子东部边缘和下扬子广大地区, 如陕西汉中、镇安, 四川北部米仓山和东北大巴山前缘, 湖北房县, 江西修水、上高, 湖南莱阳, 广西来宾, 中上二叠统为整合接触(李文恒, 1992; 中国地层编委会, 2000).

1.2 不整合面特征

1.2.1 底砾岩 在上扬子西缘局部地带如云南宾川、昆明、路南和四川会东、普格、峨眉山等地, 峨眉山玄武岩之下茅口组之上零星可见一层厚几米至十几米的底砾岩或残积相碎屑岩(何斌等, 2003). 底砾岩多分布于内带和部分中带, 砾石成分主要为茅口组灰岩, 磨圆度一般, 砾岩为钙质和凝灰质胶结. 灰岩砾石中富含筳、珊瑚、苔藓虫等化石, 经鉴定皆为茅口期生物, 如在云南大理和四川会东底砾岩的砾石中产 *Yabeina* 和 *Neomisellina*. 这从一个侧面说明内带的茅口组是抬升剥蚀而不是沉积缺失. 在中带和部分外带, 如四川普格、峨眉山等地茅口组之上

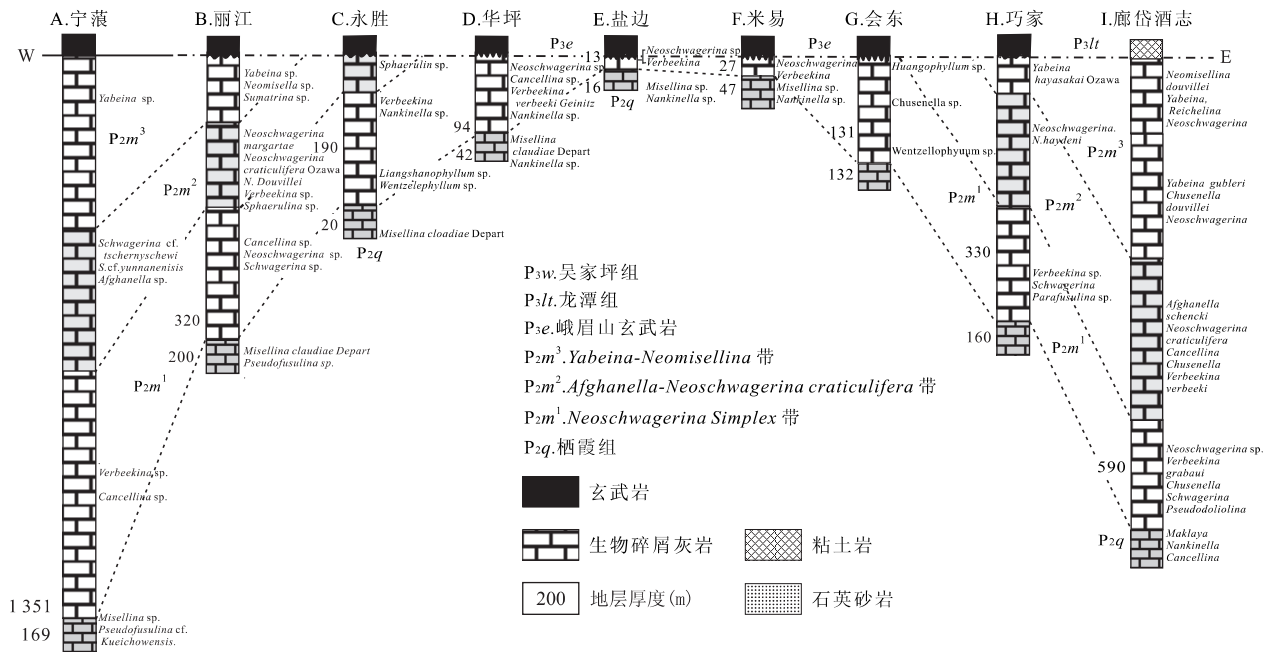


图 2 上扬子茅口组地层对比联合剖面

Fig. 2 Biostratigraphic correlation of the Maokou Formation in the Upper Yangtze block

见有几米厚的底砾岩和残积相的碎屑岩。底砾岩为钙质、砂质和粘土质胶结，残积相的碎屑岩为砾岩、钙质粉砂岩、粘土岩夹炭质页岩或煤线，含植物化石。值得一提的是在云南昆明西山一带峨眉山玄武岩底部中基性凝灰岩中见有大量瓣鳃类、腕足类、苔藓虫、菊石等动物化石和植物化石，这些化石可能是茅口组顶部古剥蚀面上风化残留的产物。在外带茅口组顶部多为残积相碎屑岩并夹薄煤层。

一般来说热带潮湿气候下碳酸盐地区化学溶蚀作用十分强烈，风化剥蚀面很难残留砾石和岩块。二叠纪上扬子处于赤道附近，属于热带潮湿气候，本区零星分布的底砾岩是地壳抬升经短暂风化后，被随之而来的峨眉山玄武岩所胶结之产物。

1.2.2 古喀斯特地貌 上扬子茅口组顶部普遍发育古喀斯特地貌(中国科学院地质研究所岩溶研究组, 1979; 黄汲清和陈炳蔚, 1987; 何斌等, 2004), 其表现形式多种多样, 包括起伏不平的古剥蚀面、溶蚀洼地、溶斗、峰林、溶丘、洞穴以及洞穴充填物和古剥蚀面上红壤土(何斌等, 2004)。茅口组顶面形态凹凸不平、起伏巨大, 如云南大理和宜良等地的露头上, 地表起伏为 20~30 m。在罗平钻孔控制的剖面中茅口组顶部地形高差达 110 m。在云南路南县东侧一南北长 20 km, 东西宽 8 km 范围内茅口组中斑点状分布有 60 多个被玄武岩充填的溶斗。四川西南古

藓、叙永等地在茅口组顶部古喀斯特的溶斗中还堆积了高岭土矿体(中国科学院地质研究所岩溶研究组, 1979)。在云南大理祥云县西南峨眉山底部玄武岩中常见一系列规模较大的茅口组“透镜体”, 其大小不一, 最大者长可达几千米, 宽为几百米, 由于峨眉山玄武岩为陆相喷发, 灰岩“透镜体”的规模如此之大, 不可能是前人解释的海相灰岩夹层或捕掳体, 而可能是覆盖在峰林平原上的峨眉山玄武岩剥蚀后出露的峰林。上扬子茅口组顶部的古喀斯特在空间主要分布在中带及与内、外带的过渡区, 尤其在大理—宾川和昆明—宜良—路南地区十分发育。

1.3 岩相古地理

中晚二叠世之交上扬子岩相古地理在空间上发生了突变。在剖面上川西南、滇东和黔西表现为由茅口期浅海台地碳酸盐突变为宣威组陆相和龙潭组滨浅海碎屑岩; 在空间上上扬子早中二叠世岩相古地理为南北分带, 沉积相呈东西向展布, 自南到北依次为碳酸盐开阔台地、碳酸盐局限台地、深水盆地; 到晚二叠世突变为东西分带, 自西向东依次为川滇古陆、川滇冲积平原、川黔滨海平原碎屑岩和川黔浅海碳酸盐台地(王立亭等, 1994; 冯增昭等, 1994), 这种岩相古地理上的突变反映了本区遭受了重大的地质变革。在茅口末期上扬子发生了大规模海退, 表现为由浅海突变为陆地环境, 而此时上扬子却有过一

次明显的海侵过程,表现为江苏堰桥组和江西的官山组上部有灰岩、泥灰岩夹层,其中产茅口晚期的标准分子 *Neomisellina* (江苏省地质矿产局,1982)。这种岩相古地理差异可能说明引起上下扬子海平面变化的机制不同。

1.4 东吴运动的沉积响应

1.4.1 上扬子西缘茅口晚期碳酸盐重力流和平川水下低位扇 上扬子西部边缘如盐源—冕宁一带,茅口组的顶部发育以碎屑流为主,伴有浊流的斜坡相的碳酸盐重力流沉积(陈智梁和陈世瑜,1987)。它叠覆于台地相碳酸盐之上,其上为海相峨眉山玄武岩覆盖。盐源平川一带茅口组之上峨眉山玄武岩之下发育一套碎屑岩系,称之为平川组,平川组在平面形态上呈扇形,在剖面形态上呈楔形,岩性和厚度在空间上变化大,其基本层序为砾岩—粗砂岩—中细砂岩—泥岩或泥灰岩,沉积构造多为块状构造,常见冲刷构造及印模构造,根据上述特征我们认为平川组的沉积环境应属水下低位扇。茅口组灰岩顶部这套碳酸盐重力流和平川水下低位扇的厘定说明上扬子西缘茅口晚期地壳由稳定转化为活动,沉积环境由碳酸盐台地转化为斜坡相的碳酸盐重力流,二者一并可视为以大理—米易一带为中心的內带抬升的标志。

1.4.2 普格—巧家冲积扇 在四川西昌的普格、鲁吉、布托、会东和云南巧家、鲁甸一带,峨眉山玄武岩之下发育一层以灰岩质砾岩为主的沉积粗碎屑岩,在鲁吉和会东这套粗碎屑岩下部由灰岩质巨砾岩、灰岩质砾岩、砂岩组成多个韵律层,单层厚 7.3~45.5 m,总体以灰岩质巨砾岩为主,三者之间相互呈不规则状、锯齿状相嵌接触或粗细混杂堆积,整体显示层状。上部由凝灰质砂岩和凝灰质砾屑灰岩组成 3 个不完整的韵律,层理清楚而平整,单层厚 0.3~0.9 m。灰岩质砾岩中的砾石主要为茅口组灰岩,砾石含量最大可达 70%~90%,磨圆度见有次圆状—滚圆状,胶结物为钙质和凝灰质。这些特征均表明砾岩非火山成因。空间分布上这套砾岩仅发育于小江断裂和普格—巧家断裂的东侧下降盘。根据这套粗沉积碎屑岩的岩性特征、空间分布和构造背景等,可以认为它是沿穹状隆起东北缘断裂下降盘发育的冲积扇,它充分反映了在內带的快速而巨大的抬升下,小江断裂和普格巧家断裂的强烈正断活动。

1.5 东吴运动的岩浆活动

峨眉山玄武岩的喷发系东吴运动在上扬子西缘最突出的表现,这已为广泛地质工作者所公认(张祖

圻,1983,陈显群等,1987,冯少南,1991;梁定益等,1994)。最近对峨眉山玄武岩的研究又有一些重要进展。许多学者专家从岩石学、地球化学和年代学等方面提出峨眉山玄武岩是地幔柱和岩石圈相互作用的产物(徐义刚,2002);尤其是通过地层学和沉积学的研究确定了峨眉山玄武岩喷发前地壳的快速大幅抬升和穹状隆起(何斌等,2003,2004)。由此我们认为峨眉山玄武岩的喷发、上扬子的地壳抬升和穹状隆起和东吴运动这三者之间存在必然的成因联系。

2 下扬子是否存在东吴运动

2.1 茅口和吴家坪期下扬子和华南地块的沉积作用主要受东部华夏古陆控制

栖霞期是晚古生代以来中国南方的最大海侵时期(王立亭等,1994),整个中国南方几乎全为碳酸盐沉积,岩性、岩相和生物群比较均一,厚度也较稳定。但到茅口期东南沿海地区华夏古陆的出现及其范围不断扩大到浙江、福建和广东沿海地区,改变了华南单一的碳酸盐沉积格局,在该古陆西侧沉积了以翠屏山组为代表的陆相地层,称之为浙闽粤冲积平原,平原以西发育了苏湘赣大型三角洲沉积体系。碎屑岩沉积自东南向西北不断向扬子推进,这种沉积特征充分表明下扬子和华南地块的沉积作用受华夏古陆控制。在下扬子茅口中晚期从半深海裂陷槽非补偿型沉积转化为滨海开阔潮坪含煤碎屑为主的超补偿沉积,它是处于非稳定的构造环境因素控制下海陆相交互叠替的相序组合。这种沉积类型,常常出现短暂的海侵层序与海退层序,并见三角洲内前缘发育冲刷砂底的粗结构、低成熟度的长石石英砂岩(陈显群等,1987),如江苏的堰桥组、江西的官山组、湘中的斗岭组。

2.2 下扬子中上二叠统或堰桥组与龙潭组之间为连续沉积

越来越多的资料表明下扬子和华南地块的广大地区上下二叠统或堰桥组与龙潭组之间为连续沉积(张祖圻,1983;李文恒,1992;胡世忠,1994a,1994b;江苏省地质矿产局,1982),二者之间不存在不整合(陈显群等,1987)。江苏省及上海地区区域地质志(1982)提出堰桥组包括原龙潭组三分的中、下部,产 *Neomisellina*。堰桥组上部的中粗粒长石石英砂岩广泛发育,其上的砂、泥岩夹的灰岩层中多产茅口期的标准化石 *Neomisellina*,因此建议将中粗粒长石

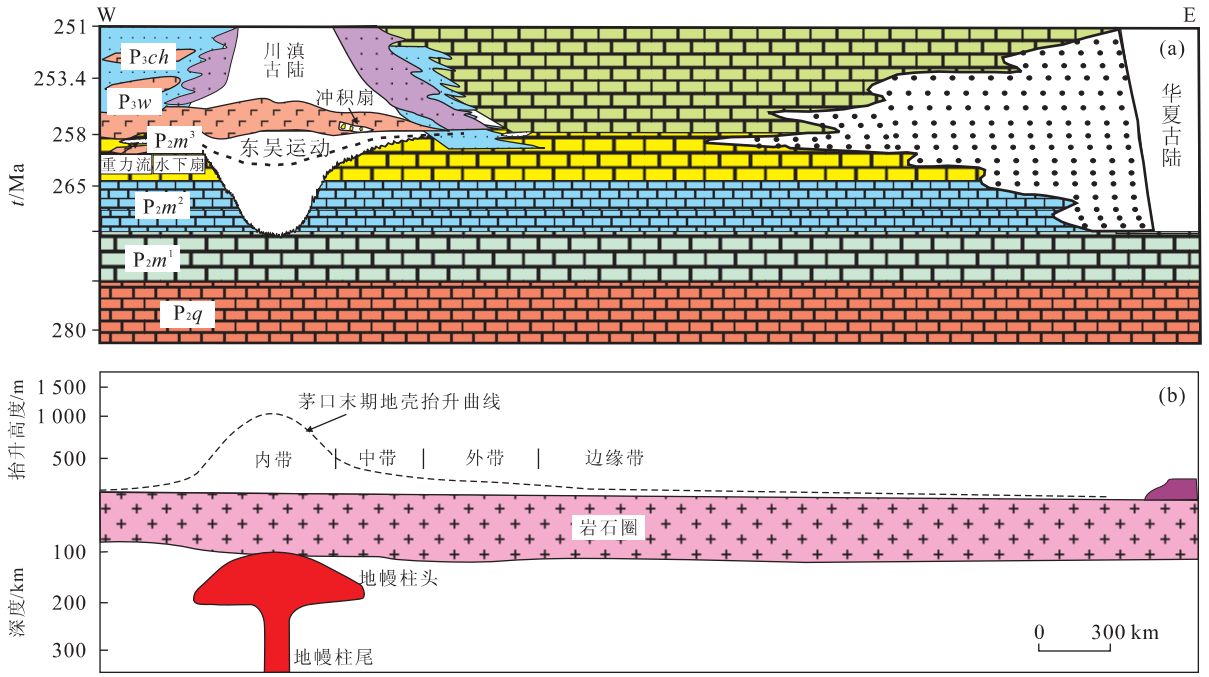


图 3 华南地区二叠系年代地层对比剖面(a)和峨眉山地幔柱上升引起的地壳抬升示意图(b)

Fig. 3 Chronostratigraphic correlation of the Permian across South China (a) and a sketch showing the crust uplift caused by rising of the Emeishan mantle-plume (b)

石英砂岩及其上面的产 *Neomisellina* 层位一并归入堰桥组, 堰桥组和龙潭组为连续沉积(江苏省地质矿产局, 1982)。在镇江伏牛山剖面, 茅口阶和吴家坪阶的分界及沉积建造为连续过渡性海陆交互叠替的相序组合特征(陈显群等, 1987)。在江苏南京地区由茅口阶早期碳酸岩盆地相(茅口阶晚期三角洲相)—吴家坪阶的潮坪泻湖相, 为一海平面逐渐下降的过程, 但没有出露水面遭受剥蚀(王立亭等, 1994)。在下扬子和华南地块的许多地区, 两者岩性渐变, 未见沉积间断。在局部地区由于古地貌或构造活动的差异, 存在沉积间断是可以预见的。

2.3 龙潭组是一个穿时的岩石地层单位

华南地区龙潭组的划分一直存在争议(胡世忠, 1994a, 1994b), 但不管是哪种方案, 龙潭组都是一个穿时的岩石地层单位。这种空间上的岩相变异是属于扬子型的碳酸盐与华南型的含煤碎屑岩在两大沉积区系之间的过渡地带的侧变现象(图 3a)。龙潭组的底界各地有所差异(江苏省地质矿产局, 1982)。实际上从茅口期开始, 由于华夏古陆的不断缓慢隆升, 碎屑岩沉积自东南向西北不断向扬子推进(图 3a), 因此龙潭组的底界的层位也是自东南向西北不断抬高的。龙潭组底部长石石英砂岩不但不是东吴运动构造事件的依据, 而且也不能作为中、上二叠统分界

的标志。这层长石石英砂岩在一定范围内可能是等时的, 可能代表着一次侵蚀面。然而, 龙潭组在下扬子和华夏地块横向变化如此之大, 海陆交互频繁叠替, 找不到真正稳定的、等时的一层长石石英砂岩(陈显群等, 1987)。另外在江苏、江西这层长石石英砂岩上的灰岩层中还产茅口晚期或中二叠世的标准化石 *Neomisellina*。这更说明龙潭组底部长石石英砂岩不能作为上、下二叠统分界和东吴运动的标志。

2.4 下扬子和华夏地块不存在东吴运动

茅口和吴家坪期下扬子和华夏地块的沉积作用主要受东部华夏古陆控制, 从茅口期开始, 由于华夏古陆的不断缓慢隆升, 碎屑岩沉积自东南向西北不断向扬子推进, 下扬子和华南地块中、上二叠统或堰桥组与龙潭组之间为连续沉积, 二者之间不存在不整合, 因此下扬子和华夏地块不存在东吴运动。

3 东吴运动的性质及时空演变规律

3.1 地幔柱、地壳抬升和大火成岩省

地幔柱是源于核幔边界或上下地幔边界的热异常物质, 其隐含的巨大能量导致地幔的大规模熔融和大火成岩省形成(徐义刚, 2002)。从地幔深处快速上升的地幔柱对岩石圈的动力冲击、热效应和岩浆

底侵通常会造造成大规模的地壳抬升,并形成穹状隆起(Campbell and Griffiths, 1990; Cox, 1989; White and McKenzie, 1995).玄武岩喷发前地壳抬升是地幔柱构造的重要特征和鉴定标志. Campbell and Griffiths (1990)根据实验室模拟提出上升地幔柱在火山喷发前造成地壳抬升的最大高度为 1 000 m. White and McKenzie (1995)认为上升地幔柱可造成 2 000 m 的地壳抬升. 地幔柱引起地壳抬升具有以下几个特征:(1)地壳抬升发生在玄武岩喷发前;(2)抬升速率极快. Campbell and Griffiths (1990)根据实验模拟认为主要抬升发生在 20 Ma 以内,如果岩石圈存在软弱带,地表抬升的时间会更快. Dam *et al.* (1998)在东西格林兰地区细致地研究了第三纪玄武岩下伏的古新世的沉积地层特征后确定地壳抬升的时间小于 5 Ma;(3)差异抬升. 从 Campbell and Griffiths (1990)地幔柱地壳抬升模式图中可以看出地壳抬升为一正态分布的曲线,抬升幅度自地幔柱中心向外围逐渐减小,且在地幔柱柱头边缘附近地壳抬升曲线有一个梯度变化带;(4)地壳抬升剥蚀区范围同大火成岩省基本一致.

3.2 东吴运动的性质和地球动力学背景

将上述地幔柱地壳抬升特征同峨眉山大火成岩省进行对比可以发现:茅口末期的地壳抬升发生在峨眉山玄武岩喷发前;地壳抬升的时间估计为 1~3 Ma (何斌等, 2004),为穹状差异抬升;抬升范围同峨眉山玄武岩的分布区基本吻合(图 1). 因此可以推断上扬子茅口末期的地壳抬升、东吴运动和峨眉山玄武岩的喷发这三者之间存在必然的成因联系,早晚二叠世之间的东吴运动是峨眉山地幔柱上升对岩石圈底部的冲击所造成的地壳抬升,东吴运动的性质是一次地壳快速差异抬升,其动力来源是峨眉山地幔柱的上升. 因此上扬子东吴运动的构造界面在峨眉山玄武岩分布区位于茅口组和峨眉山玄武岩之间,在上扬子其他地区位于宣威组或龙潭组与茅口组之间. 这一界面正好是中上二叠统的分界. 峨眉山玄武岩的出现标志着中、上二叠统的分界,这是一种巧合还是一个必然现在还不能确定. 但中晚二叠世华南地区古生物面貌的确发生了巨大变革,而且这是一个全球生物灭绝事件(end-Guadalupian) (Wignall, 2001),它同峨眉山玄武岩之间的关系是一个值得深入研究的课题.

3.3 东吴运动在时间上的演变规律

从上扬子茅口组的剥蚀程度和不整合特征分

析,东吴运动在时间上具有西早东晚、南早北晚的演化规律(图 3a). 根据《中国地层典——二叠系》(2000)吴家坪阶和茅口阶的界线年龄估计为 258 Ma. 茅口晚期上扬子西缘地壳抬升的时间可以根据遭受剥蚀茅口组的厚度和碳酸盐地区剥蚀速率来计算,热带潮湿地区碳酸盐的剥蚀速率为 120~300 mm/100 a(中国科学院地质研究所岩溶研究组, 1979),茅口组的剥蚀厚度从内带至边缘带分别为 300 m、50~100 m、几十 m、0 m. 因此上扬子各剥蚀带最大的剥蚀时间分别为 2.5 Ma、1.0 Ma、0.5 Ma (图 3). 从 3.2 节的讨论中可以认为地壳抬升的结束时间在吴家坪阶和茅口阶的分界处,即 258 Ma. 这样上扬子西缘地壳抬升剥蚀的时间分别为 260.5~258 Ma、259~258 Ma、258.5~258 Ma.

3.4 东吴运动在空间上的变化规律

上扬子东吴运动具有西强东弱、南强北弱的特点(图 3b). 这种特征是由于地幔柱活动的中心位于上扬子西部边缘大理、米易一带. 在地层的接触关系上也有所反映,川西南和滇中局部可见峨眉山玄武岩微角度不整合于茅口组之上. 从茅口组剥蚀程度来看茅口末期的地壳抬升在空间上西强东弱. 何斌等(2004)根据冲积扇的几何学和茅口组顶部的剥蚀特征估算出内带地壳抬升幅度大于 1 000 m;在中带残留茅口组的顶部发育古喀斯特地形差异加上茅口组本身剥蚀量,因此估计此带地壳抬升的规模在 400 m 左右;在古风化壳带沉积相由浅海碳酸盐台地转变为陆相玄武岩和碎屑岩,地壳抬升的规模在 100 m 左右. 在上扬子东部边缘,中上二叠统为连续沉积、整合接触,地壳抬升不显著. 因此东吴运动的中心在以大理、米易一带,直径为 400 km 的圆形区域内. 以此区域为中心自西到东、自南到北东吴运动逐渐变弱,自内带、中带到外带地表抬升的抬升幅度分别为 >1000 m, 400 m, 100 m.

4 结论

通过对上扬子茅口组剥蚀、不整合面特征和岩浆活动等方面的研究,结合对华南地区二叠纪的地层、沉积及岩相古地理等因素综合分析表明:(1)上扬子中晚二叠世之间的东吴运动是峨眉山地幔柱上升造成的地壳快速差异抬升. 峨眉山地幔柱上升及地壳抬升、峨眉山玄武岩的喷发和东吴运动这三者之间存在必然的成因联系;(2)上扬子东吴运动具有明显

的时空演变规律, 空间上西强东弱、南强北弱; 时间上西早东晚、南早北晚; (3) 下扬子及华南地块可能不存在东吴运动, 其二叠纪的沉积作用主要受华夏古陆控制; (4) 龙潭组是一个穿时的岩石地层单位, 在下扬子其底部长石石英砂岩不是东吴运动构造事件的依据, 也不能作为中上二叠统分界的标志; 在上扬子峨眉山玄武岩的出现标志着中、上二叠统的分界。

致谢: 在研究过程中, 引用了大量云南省和四川省 1:20 万和 1:5 万区域地质调查资料; 在资料收集和野外工作过程中得到云南国土资源厅、四川国土资源厅、四川攀西地质大队和云南第三地质大队的大力协助, 在此一并致谢。

References

- Bureau of Geology and Mineral Resources of Jiangsu Province, 1982. Regional geology of Jiangsu Province and Shanghai area. Geological Publishing House, Beijing, 487 (in Chinese).
- Campbell, I. H., Griffiths, R. W., 1990. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 99: 79–93.
- Chen, X. Q., Liu, Y. K., Tong, P., 1987. Query about Dongwu movement and new opinion on Chuanqian movement. *Oil & Gas Geology*, 8(4): 1–13 (in Chinese with English abstract).
- Chen, Z. L., Chen, S. Y., 1987. Tectonic evolution of the western margin of Yangtze block. Chongqing Publishing House, Chongqing, 236 (in Chinese).
- Cox, K. G., 1989. The role of mantle plumes in the development of continental drainage patterns. *Nature*, 342: 873–877.
- Dam, G., Larsen, M., Sonderholm, M., 1998. Sedimentary response to mantle plumes; Implications from Paleocene onshore successions, West and East Greenland. *Geology*, 26: 207–210.
- Editing Committee of Stratigraphy in China, 2000. Permian in China. Geological Publishing House, Beijing, 147 (in Chinese).
- Feng, S. N., 1991. New knowledge on Dongwu movement. *Geoscience*, 5(4): 378–384 (in Chinese with English abstract).
- Feng, Z. Z., Jin, Z. K., Yang, Y. Q., et al., 1994. Lithofacies paleogeography of Permian of Yunnan-Guizhou-Guangxi region. Geological Publishing House, Beijing, 146 (in Chinese).
- He, B., Wang, Y. M., Jiang, X. W., 2004. Paleo-karst landforms on the top of Maokou Formation in the west of the Upper Yangtze platform and its geological significance. *Geology in China*, 1: 50–55 (in Chinese with English abstract).
- He, B., Xu, Y. G., Xiao, L., et al., 2003. Generation and spatial distribution of the Emeishan large igneous province: New evidence from stratigraphic records. *Acta Geologica Sinica*, 77: 194–202 (in Chinese with English abstract).
- Hu, S. Z., 1994a. On the event of Dongwu movement and its relation with Permian subdivision. *Journal of stratigraphy*, 18(4): 309–315 (in Chinese with English abstract).
- Hu, S. Z., 1994b. The event of Dongwu movement should be ideal separation boundary between Upper and Lower Permian. *Geology of Coal Mine in the Southeast of China*, 1(11): 16–20 (in Chinese with English abstract).
- Huang, J. Q., Chen, B. W., 1987. The evolution of Tethy sea in China and its adjacent area. Geological Publishing House, Beijing, 249 (in Chinese).
- Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, 1979. Study of karst in China. Science Press, Beijing, 285 (in Chinese).
- Li, R. N., 1989. New knowledge on boundary between Upper and Lower Permian in the foreland of Daba Mountain: A discussion on Dongwu movement. *Acta Geologica Sinica of Sichuan Province*, 8(2): 16–23 (in Chinese with English abstract).
- Li, S. G., 1931. Variscan orogeny of the southeast of China. *Bull. Geol. Soc. China*, 11(2): 200–217.
- Li, W. H., 1992. “Dongwu movement” should be not boundary between Upper and Lower Permian. *Journal of Stratigraphy*, 16(2): 138–141 (in Chinese with English abstract).
- Liang, D. Y., Nie, Z. T., Song, Z. M., 1994. Extensional Dongwu movement in the western margin of Yangtze region. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 19(4): 443–453 (in Chinese with English abstract).
- Wang, L. T., Lu, Y. B., Zhao, S. J., et al., 1994. Permian lithofacies, paleogeography and mineralization in South China. Geological Publishing House, Beijing, 147 (in Chinese).
- White, R., McKenzie, D., 1995. Mantle plumes and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, 100: 17543–17585.

- Wignall, P. B., 2001. Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth Science Reviews*, 53: 1—33.
- Xu, Y. G., 2002. Mantle plumes, large igneous provinces and their geologic consequences. *Earth Science Frontiers*, 9(4): 341—353 (in Chinese with English abstract).
- Yi, Z. X., Xu, D. Y., Pu, Q. Y., 1965. Collection of names of crustal movements in China. *Geological Review*, 23 (Suppl.): 20—81 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, Z. Q., 1983. On Dongwu movement. *Geology and Exploration of Coal Mine*, (3): 14—21 (in Chinese with English abstract).
- 附中文参考文献**
- 江苏省地质矿产局, 1982. 江苏省及上海地区区域地质志. 北京: 地质出版社, 487.
- 陈显群, 刘应楷, 童鹏, 1987. 东吴运动质疑及川黔运动之新见. *石油及天然气地质*, 8(4): 1—13.
- 陈智梁, 陈世瑜, 1987. 扬子地块西缘地质构造演化. 重庆: 重庆出版社, 236.
- 中国地层典编委会, 2000. 中国地层典——二叠系. 北京: 地质出版社, 147.
- 冯少南, 1991. 东吴运动的新认识. *现代地质*, 5(4): 378—384.
- 冯增昭, 金振奎, 杨玉卿, 等, 1994. 滇黔桂地区二叠纪岩相古地理. 北京: 地质出版社, 146.
- 何斌, 王雅玫, 姜晓玮, 2004. 茅口灰岩顶部古喀斯特地貌的厘定. *中国地质*, 1: 50—55.
- 何斌, 徐义刚, 肖龙, 等, 2003. 峨眉山大火成岩省的形成机制及空间展布: 来自沉积地层学研究的新证据. *地质学报*, 77: 194—202.
- 胡世忠, 1994a. 论东吴运动构造事件与二叠纪分统界线问题. *地层学杂志*, 18(4): 309—315.
- 胡世忠, 1994b. 东吴运动构造事件应是上下二叠统的理想界线. *中国东南煤田地质*, 1(11): 16—20.
- 黄汲清, 陈炳蔚, 1987. 中国及邻区特提斯海的演化. 北京: 地质出版社, 249.
- 中国科学院地质研究所岩溶研究组, 1979. 中国岩溶研究. 北京: 科学出版社, 285.
- 李汝宁, 1989. 大巴山前缘上下二叠统分界的新认识——兼论东吴运动. *四川地质学报*, 18(2): 16—23.
- 李文恒, 1992. “东吴运动”不应做为上下二叠统的界线. *地层学杂志*, 16(2): 138—141.
- 梁定益, 聂泽同, 宋志敏, 1994. 扬子西缘东吴伸展运动. *地球科学——中国地质大学学报*, 19(4): 443—453.
- 王立亭, 陆彦邦, 赵时久, 等, 1994. 中国南方二叠纪岩相古地理与成矿作用. 北京: 地质出版社, 147.
- 徐义刚, 2002. 地幔柱构造、大火成岩省及其地质效应. *地学前缘*, 9(4): 341—353.
- 尹赞勋, 徐道一, 浦庆余, 1965. 中国地壳运动名称资料汇编. *地质论评*, 23(增刊): 20—81.
- 张祖圻, 1983. 论东吴运动. *煤田地质与勘探*, (3): 14—21.