

<http://www.geojournals.cn/georev/ch/index.aspx>

峨眉山地幔柱上升的沉积响应及其地质意义

何斌^{1,2)}, 徐义刚¹⁾, 肖龙¹⁾, 王雅玫²⁾, 王康明³⁾, 沙绍礼⁴⁾

1) 中国科学院广州地球化学研究所, 510640; 2) 中国地质大学, 武汉, 430074

3) 四川攀西地质大队, 四川西昌, 610000; 4) 云南第三地质大队, 云南大理, 671000

内容提要: 研究表明西南地区峨眉山玄武岩下伏茅口组的部分缺失是峨眉山地幔柱的快速上升及其所形成的地壳穹状隆起造成的。对该地区中、晚二叠世沉积记录的研究也支持上述结论。通过野外实地地质考察和室内综合研究发现, 西南地区峨眉山玄武岩之下零星发育一套碎屑岩系, 其主要分布在穹状隆起的边缘。在隆起西缘盐源平川一带, 为一岩性以砾岩、砂岩为主的低位水下扇; 在隆起的东北缘普格、巧家、武定一带, 峨眉山玄武岩之下发育一层砾石, 主要为茅口组灰岩的灰岩质砾岩; 昆明西山地区的灰岩质砾岩中灰岩砾石的磨圆较好, 可能代表古河谷沉积。在茅口组顶部古剥蚀面上还零星可见一层厚几米至十几米残积相碎屑岩或底砾岩。上述碎屑岩系的厘定及其空间分布和沉积环境的研究表明, 上扬子西缘峨眉山玄武岩喷发前地壳发生快速穹状抬升, 碎屑岩是峨眉山地幔柱上升造成的沉积响应; 地幔柱的上升还造成上扬子中、晚二叠世区域岩相古地理的突变和隆起区古喀斯特的形成。这些为峨眉山大火成岩省地幔柱形成机制提供了进一步佐证, 同时深化了对晚古生代上扬子西缘构造的认识。

关键词: 峨眉山玄武岩; 沉积响应; 地壳抬升和穹状隆起; 地幔柱

对大火成岩省沉积记录的研究是证实和研究地幔柱活动的一种可靠和独立的手段(Rainbird, 1993, 2001)。这既有理论基础, 又有一系列研究实例。20世纪90年代初实验室模拟表明上升地幔柱通常造成大规模的地壳抬升并形成穹状隆起(Campbell and Griffiths, 1990), 地壳抬升的机理主要为地幔热柱对岩石圈的动力冲击(Campbell and Griffiths, 1990)或大规模岩浆底侵作用(Cox, 1989)。地壳快速抬升及其所形成的穹状隆起是地幔柱作用区别于一般壳幔作用的重要标志。上升地幔柱在几百万平方千米内发生千米规模的地表抬升必然对地表的沉积环境及沉积作用产生重大影响。一方面大规模的地表抬升使地表的已有沉积物发生差异剥蚀, 并形成局部性的不整合(Rainbird, 1993, 2001); 另一方面快速的隆升使沉积相及岩相古地理发生突变, 并在地幔柱活动地区沉积地层剖面和平面上留下烙印(Dam et al., 1998; Williams and Gostin, 2000)。地幔柱地区的一些沉积盆地经常见到灾变沉积(White and Lovell, 1997; Dam et al., 1998), 如重力滑塌、重力流和浊流等。White and Lovell (1997) 通过研究欧洲北海盆地大陆架古新世周期性的重力流和浊流沉积发现: 这种周期性是

北大西洋地幔柱活动脉动性的响应。总之近几年来国外的一些地质学家通过研究浅表地质响应在确定大火成岩省的地幔柱作用、空间分布和动力学过程方面取得了积极的进展。

峨眉山玄武岩喷发是上扬子晚二叠世重要地质事件, 对其成因的研究一直为地质界所关注。20世纪80年代初随着对攀西裂谷开展的大规模研究, 对峨眉山玄武岩进行了较为系统的研究, 提出了玄武岩裂谷成因的认识(张云湘等, 1988; 从柏林, 1988; 熊舜华和李建林, 1994)。近几年来随着国外地幔柱构造研究兴起, 人们从岩石学、地球化学和年代学等方面对峨眉山玄武岩进行的地幔柱作用机制进行了探讨, 并取得了一些研究成果(Chung and Jahn, 1995; 徐义刚等, 2001; 宋谢炎等, 2001)。然而目前在峨眉山玄武岩中是否有地幔柱作用仍存在分歧(张招崇等, 2001), 甚至有些学者仍倾向于80年代的裂谷或地裂观点(没有地幔柱作用)(Luo et al., 1990; Thompson et al., 2001)。笔者曾根据茅口组的生物地层对比和不整合的研究认为, 在峨眉山玄武岩喷发前西南地区有过一次快速的穹状隆起, 穹状隆起的范围超过了攀西裂谷的范围, 因而可能是地幔柱快速上升的浅表剥蚀响应(何斌等, 2003), 本文试图

注: 本文为国家自然科学基金(编号 40234046)和中国科学院创新项目(编号 A15-041107)的资助成果。

收稿日期: 2005-02-5; 改回日期: 2005-11-2; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 何斌, 男, 1963年生, 博士, 构造地质学专业。电话: 020-85290006(O); Email: hebin@gig.ac.cn。

通过对峨眉山玄武岩下伏碎屑岩和喷发前后岩相古地理等方面的研究,进一步寻找峨眉山地幔柱活动的沉积证据,探讨峨眉山大火成岩省的成因。

1 地质背景

峨眉山玄武岩系1929年由赵亚曾先生命名,原指四川西南部峨眉山区覆盖于含 *Neoschwagerina* 的茅口组之上的玄武岩,后泛指西南三省大面积分布的以晚二叠世玄武岩为主的暗色岩,并作为上二叠统的一个岩石单位广泛使用(四川省地质矿产局,1991)。峨眉山玄武岩的分布范围通常被认为是一长轴近南北向的菱形(图1),西南和西北边均以大断裂同三江构造带相连,西南为红河断裂;西北为小金河-龙门山大断裂。峨眉山玄武岩面积为 $2.5 \times 10^5 \text{ km}^2$, 体积为 $0.3 \times 10^6 \sim 0.6 \times 10^6 \text{ km}^3$ 。峨眉山玄武岩的下伏岩石均为茅口组,上为上二叠统到上三叠统、侏罗系所覆盖。上扬子区峨眉山玄武岩通常分成西、中、东三大岩区(张云湘等,1988)。自西到东玄武岩的厚度和岩石地球化学表现出有规律的变化(徐义刚等,2001),如在云南宾川上仓(西区)玄武岩层厚达5000多米,而往东区贵州境内玄武岩的厚度仅为几十至几百米。东区岩性较为单一,主要为高钛玄武岩,而西区岩性较为复杂,下部为低钛玄武岩,在岩层上部有高钛玄武岩和中酸性岩浆。

2 峨眉山玄武岩喷发前穹状隆起的确定

峨眉山玄武岩下伏的茅口组在上扬子十分稳定,岩石以浅色中厚层生物碎屑灰岩为主,岩性单纯,生物化石十分丰富。从岩性特征、生物类型及其组合分析,茅口期水体较浅,盐度正常,而且地壳长期十分稳定,为典型的碳酸盐开阔台地(滇黔川碳酸盐台地)(冯增昭等,1994;王立亭等,1994)。茅口组中瓣类化石十分丰富,开阔碳酸盐台地的瓣类不仅其演化速率较快,而且横向上较为稳定,是理想的生物地层对比化石。笔者运用贵州南部茅口组标准生物地层剖面对上扬子茅口组进行了生物地层对比和不整合研

究,结果表明:茅口组存在明显的地层剥蚀,而且在空间上具有明显的变化规律。差异剥蚀程度呈圆环状分布,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)、古风化壳或短暂沉积间断带(外带)和连续沉积带(图1)。深度剥蚀带(内带)包括在大理、米易一带直径为400 km的圆形区域内,在内带茅口组地层大量缺失,残留的地层厚度多为几十米,局部茅口组全部缺失;古剥蚀面起伏巨大并常见残留的灰岩岩块,古风化壳不发育,局部见底砾岩,在云南大理和四川会东的峨眉山玄武岩之下的底砾岩的砾石中产 *Yabeina-Neomisellina* 顶峰亚带的标准化石 *Yabeina* 和 *Neomisellina*;四川盐源巴折一带龙潭组砾岩中含 *Yabeina* 和 *Neomisellina*(四川省地质矿产局,1991);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。深度剥蚀带在空间上对应的就是穹状隆起的范围(图1),它同近南北向长条状展布的川滇古陆和攀西裂谷的分布范围不

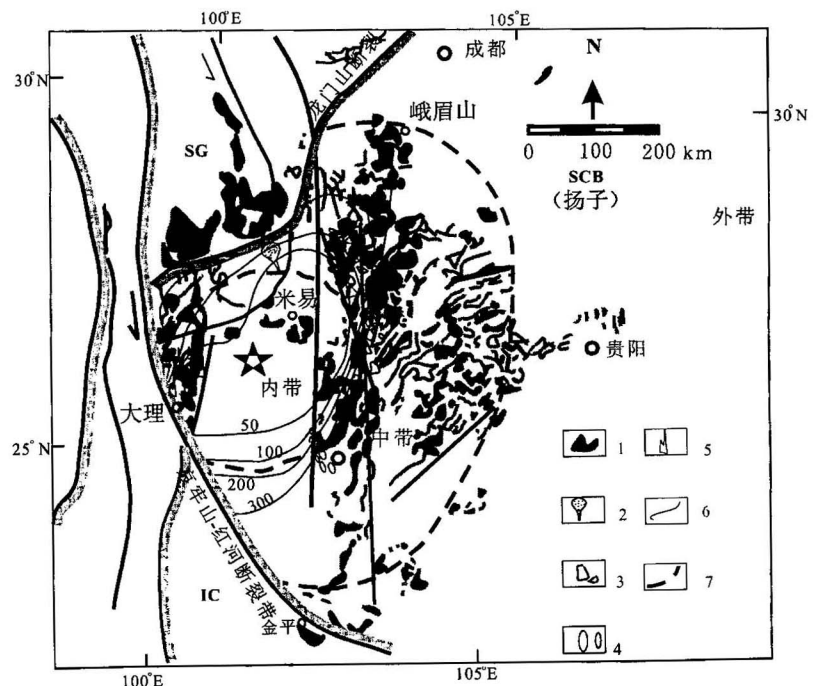


图1 峨眉山大火成岩省地质及碎屑岩分布简图

Fig. 1 Schematic geological map of the Emeishan large igneous province (LIP) and showing spatial distribution of clastic rocks

SCB—华南地块; SG—松潘-甘孜增生地体; IC—印支地块; 1—峨眉山玄武岩; 2—平川低位扇; 3—普格-巧家砾石扇; 4—西山古河谷(?); 5—古喀斯特位置; 6—茅口灰岩等厚度线; 7—差异剥蚀带分界线

SCB—South China Block; SG—Songpan—Garze accretionary complex; IC—Indo-China Block; 1—the Emeishan basalts; 2—location of Pingchuan lowstand submarine fan; 3—spatial distribution of Puge-Qiaojia gravel fans; 4—location of Xishan paleo-canyon gravels (?); 5—location of paleo-karst; 6— isopach of Maokou Formation; 7—boundaries of differential erosion zone

同,为直径400 km的圆形区域,北界为德昌、普格和巧家一线。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(图1),在中带茅口组地层部分缺失;剥蚀面起伏不平;局部见底砾岩;偶见碳质页岩夹煤线的古风化壳。古风化壳或短暂沉积间断带(外带)包括在成都、贵阳在内的四川中部和贵州大部地区,茅口组地层很少缺失;古剥蚀面平坦;无底砾岩;普遍发育一层含黄铁矿、锰质、煤线、硅质的粘土岩的古风化壳,为一短暂的沉积间断。连续沉积带分布于上扬子东部边缘(图1中的边缘带)和下扬子,如陕西汉中、镇安,湖北房县,江西修水、上高,湖南莱阳,广西来宾,中晚二叠世为整合接触(《中国地层典》编委会,2000)。因此从空间分布上分析上扬子茅口组的剥蚀为一典型的穹状差异剥蚀,且剥蚀区范围同峨眉山大火成岩省的空间分布基本一致。在抬升或剥蚀时间上,由于峨眉山玄武岩夹于茅口阶和吴家坪阶之间,而二者之间的古风化壳在上扬子是一次短暂的沉积间断,因此茅口组的抬升剥蚀的时间很短。从茅口组灰岩差异剥蚀和吴家坪组的地层制约可以推断上扬子西缘峨眉山玄武岩喷发前地壳发生了快速抬升并形成穹状隆起。

3 碎屑岩的空间分布和发育概况

传统上人们一直认为峨眉山玄武岩下伏的岩石都是茅口组灰岩,不存在碎屑岩沉积。通过大量区域地质资料调研和野外实地地质考察发现,上扬子西缘峨眉山玄武岩之下零星分布一套粗碎屑岩系。在

空间上这套粗碎屑岩系主要分布在两条带状区域(图1)。一是在四川西昌的布托、普格、会东和云南巧家一带,发育一套厚度为几十米至一百多米灰岩质砾岩、巨砾岩(图1、2),这套砾岩分布在长400 km,宽30~70 km的弧形带状范围内,圆弧的西北端为攀西裂谷的轴部西昌普格一带,在普格西罗这套玄武质砾岩的厚度为60 m,砾石大小多为几十厘米,这表明普格的西北部西昌地区原先也可能发育这套灰岩质砾岩,这从一个侧面说明隆起的北缘在德昌、普格一线。在该带的南端昆明西山地区灰岩质砾岩中砾石磨圆较好,分布较为局限。另一区域在四川盐源、盐边和金矿地区一带,玄武岩之下零星出露几十至几百米厚的碎屑岩组合,走向上延伸不远,总体呈近南北向展布,其中以盐源平川一带最为典型(图1)。盐源平川一带茅口灰岩之上的碎屑岩研究历史较长,1965年华北地质科研所将这套岩系定为平川组,岩性以砂岩为主,次为砾岩,凝灰质泥岩、泥灰岩或泥质灰岩,地层中产 *Neoschwagerina* sp. 和 *Agathiceras* sp., 厚342.7 m。1971年四川省地质局在1:20万盐源幅中将其撤消,理由是这套岩层不具区域性意义,分布极不稳定,为茅口组的局部相变而已。1988年四川西昌地质大队在1:5万平川幅对这套岩层进行了较详细的研究,重新采用了“平川组”。这套碎屑岩虽然出露零星,但具有重要的地质构造意义。除上述两条带状区域外,在上扬子西缘峨眉山玄武岩和茅口组灰岩之间的古风化剥蚀面零星发育一些残积相的碎屑岩或底砾岩,在云南宾川为灰岩质底砾岩,在川西南残积相的碎屑岩以砂质和泥屑沉

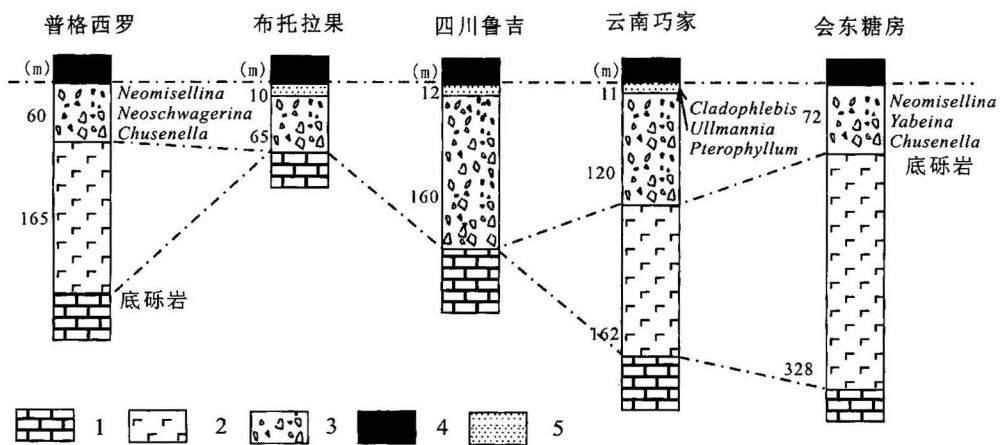


图2 峨眉山大火成岩省灰岩质砾岩联合剖面图

Fig. 2 Profile of conglomerate (most gravels are limestones) sections in the Emeishan LIP

1—灰岩质砾岩; 2—凝灰质砂岩; 3—茅口组砂岩; 4—早期玄武岩; 5—峨眉山玄武岩

1—lime gravelstone; 2—tuffic sandstone; 3—sandstone of Maokou Fm.; Early basalt; 5—Emeishan basalt

积物为代表。

碎屑岩的空间分布与玄武岩喷发前的穹状隆起的关系极为密切,两条带状粗碎屑岩主要分布穹状隆起的边缘带,在隆起西缘盐源平川一带,为一岩性以砾岩、砂岩为主的低位水下扇;在隆起的东北缘普格、巧家、武定一带峨眉山玄武岩之下发育一层砾石,主要为茅口组灰岩的灰岩质砾岩,在穹状隆起的中心和中带局部地点见有以砾岩、砂质和泥屑沉积物为代表的底砾岩。碎屑岩的空间分布受断裂构造控制,盐源平川低位水下扇分布于菁河断裂西侧,茅口末期,菁河断裂发生同生正断层作用,西侧产出一套以碎屑流为主、伴有浊流的斜坡相的碳酸盐重力流(陈智梁和陈世瑜,1987)。穹状隆起东北缘普格、巧家、武定一带的灰岩质砾岩受北西向西昌-巧家断裂和近南北向小江断裂控制。

4 碎屑岩的沉积特征和沉积环境

4.1 平川低位扇

盐源平川一带峨眉山玄武岩之下的碎屑岩经过 30 多年的反复研究,现定为平川组,其层位位于茅口组之上,岩性特征(图 3):底部为灰色薄层状泥岩夹石英砂岩,含生物碎屑及炭质条带、斑块,局部含磷,产菊石: *Agathiceras* sp.、*A. suesi*、*Altudoceras* sp.,海百合: *Cyclocyclicus* sp.。下部灰色厚层状砾岩、含砾粗粒石英杂砂岩、中细粒岩屑石英杂砂岩,夹泥质粉砂岩、泥灰岩。含苔藓虫、珊瑚、腕足、海百合、有孔虫等生物碎屑。产瓣: *Schwagerina* sp.、*Parafusulina* sp.,腕足类: *Striochonetes* sp.,菊石类: *Agathiceras* sp.,海百合: *Cyclopentagonalis quinguelobos* Mu et Liu。中部灰绿色玄武质火山角砾岩,蚀变橄斑玄武岩及玄武质沉凝灰岩夹少量岩屑砂岩。上部灰黑色薄层—中厚层状泥质复成分砾岩、岩屑砂岩、细粒长石砂岩及含云粉砂质泥岩。总厚 342.7 m。在剖面线附近,尚采得瓣: *Wutuella* sp.、*Alitudoceras* cf. *zitteli*、*Pauaciboltes* cf. *costatus* 等化石。

平川组的岩性、厚度变化较大。在平川矿山梁子一带为灰色凝灰质泥岩,泥质粉砂岩夹少量砂岩。砂岩中产瓣: *Nankinella* sp.、*Neoschwagerina* sp.,菊石类: *Atathiceras* sp.、*Dictyolostus* sp.、*Artinskia* sp.,厚 137.3 m。在局部地段平川组顶部为灰色灰岩角砾岩夹凝灰岩。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(图 3),岩石

的沉积构造上砾岩和砂岩的层理不发育,多为块状构造,常见冲刷构造及印模构造,砂岩组成中除石英外,其他岩屑均为灰岩碎屑和生物碎屑,没有长石碎屑。平川组所产化石都来自砂岩和砾岩中的碎屑,而且层位越高化石年代越老,在平川组砂岩中多处见有栖霞组的化石 *Nankinella* sp.,很显然这些化石为再沉积化石,它们是隆起区茅口组和栖霞组中的化石经剥蚀搬运后再沉积的。另外平川组的砂岩中还可可见陆源碎屑炭质条带和斑块。这些表明平川组的物源来自东部隆起区。根据上述特征,我们认为平川组的沉积环境是低位扇。低位扇是层序地层学中的一个术语,为低水位沉积体系,代表海平面迅速下降时期的沉积特征。在沉积特征和沉积环境上相当于水下扇。茅口晚期地壳抬升,米易—大理一带隆升为古陆遭受剥蚀,而上扬子西部边缘仍为边缘海环境,如盐源—冕宁一带发育斜坡相的碳酸盐重力流沉积,在茅口组之上峨眉山玄武岩之下普遍见有一层砾屑灰岩(陈智梁和陈世瑜,1987)。

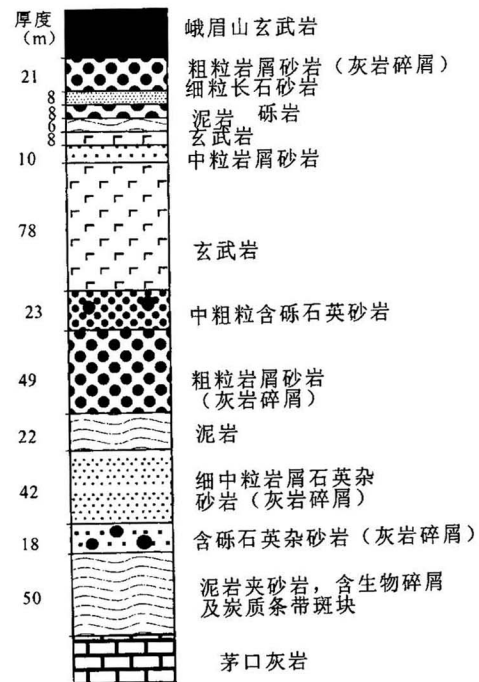


图 3 四川盐源平川一带平川组柱状图

Fig. 3 Diagram showing the stratigraphic column of Pingchuan Formation at Pingchuan, Yanyuan County, Sichuan Province

4.2 普格—巧家砾石(冲积)扇

在四川西昌的普格、布托和云南巧家、鲁甸、会东、昆明一带,峨眉山玄武岩之下发育一套灰岩质砾

岩、巨砾岩(图2)。砾岩层厚为60~120 m,分布较为稳定,砾岩中砾石的成分主要为茅口组灰岩,次有玄武岩、燧石和凝灰岩。砾岩中砾石的含量为30%~70%。砾石大小主要为30~50 cm和3~5 cm两个级别,大者多为灰岩,最大可达1 m左右。剖面上由下到上砾石的砾径逐渐减小,玄武岩砾石逐渐增多。空间上自西到东砾石的砾径逐渐减小。砾岩分选差,大小混杂,以次棱角状为主。砾岩以玄武质胶结为主,次为凝灰质和钙质胶结,胶结类型为基底和孔隙式。灰岩砾石中含丰富的生物化石,如瓣类 *Neomisellina* sp.、*Yabeina* sp.、*Neoschwagerina* sp.、*Chusenella* sp.、*Kahlarina* sp.、*Paraschwagerina* sp.及腕足类 *Spinomarginifera* sp.,它们大多数是茅口组顶部的标准化石。局部地区底部有一层10m以内的底砾岩或碎屑岩(含植物化石碎片或煤线),砾岩层上部偶见一层厚10m左右的沉凝灰岩、凝灰质砂岩,顶部为薄层状碳质、凝灰质泥岩,发育微纹波状、水平层理。含植物化石:*Cladophlebis permica lee et wang*; *Ullmannia* cf. *bronnii groepp*, *Pterophyllum* sp.。

根据沉积学理论,砾石扇的形成往往需要一个地形上的斜坡,在构造上往往同正断裂构造相伴生。普格—巧家砾石(冲积)扇受小江断裂和西昌—巧家断裂控制,其发育于小江断裂的东侧和西昌—巧家断裂东北侧,这暗示着这两条断裂在茅口晚期就已活动,为同隆起断裂。在茅口组灰岩等值线图中可以看出小江断裂或砾石扇的西侧茅口组的厚度为几十米,而小江断裂东侧茅口组的厚度为300~500 m(图1)。普格—巧家砾石(冲积)扇带的宽度为30~70 km,这说明小江断裂东西两侧的差异升降巨大。普格—巧家砾石(冲积)扇同一般冲积扇结构不同,普格—巧家砾石(冲积)扇在剖面上呈席状体,玄武质砾岩层厚度变化不大,岩相分带也不明显,细碎屑岩不发育,主要为玄武岩胶结。这些特征表明普格—巧家砾石(冲积)扇的形成时间非常迅速。

4.3 古河谷砾石(?)

在昆明西山地区及东北地区茅口组之上玄武岩之下出露一套厚60 m左右的灰岩质砾岩,砾石成分为茅口组灰岩,含瓣类 *Chusenella* sp.和 *Squamularia* sp.。砾石大小一般为1~5 cm,在西山剖面砾石大小一般为10~15 cm,砾石的磨圆度较好,为次圆形或卵形。砾石具有一定的定向排列。这套岩石一直被认为是火山角砾岩或集块岩,但砾石成分中几乎全是石灰岩,而且砾石的磨圆度较好。砾石的含量为70%~20%,胶结物为玄武岩或火山角砾岩。因此应为灰

岩质砾岩,磨圆度较好的砾石多出现在河谷和近岸海滩环境,由于这套磨圆度较好的灰岩质砾岩分布局限及昆明西山地区茅口组灰岩之上的古剥蚀面上大量植物化石,我们推测其是古河道的产物。

4.4 残积相碎屑岩或底砾岩

在上扬子西缘局部地方如云南宾川、会东坝口和西昌普格等地,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残积相碎屑岩或底砾岩。在宾川白土坡,峨眉山玄武岩下伏底砾岩厚约7 m,砾石成分为浅灰色、灰白色、深灰色等多种灰岩,磨圆度多呈次棱角状一次圆状,砾径大小为0.5~20 cm,砾岩为玄武质胶结。灰岩砾石中富含瓣类、珊瑚、苔藓虫等化石,经鉴定皆为茅口晚期生物,瓣类有 *Yabeina inouyei*、*Neoschwagerina haydani*、*N. craticufera*、*Verbeekina* sp.等。在会东坝口玄武岩之下见有6 m厚的底砾岩,砾石大小为0.5~2.0 cm,砾岩的胶结物为凝灰质,砾石也为生物碎屑灰岩,其中产瓣类:*Neomisellina sichuanensis* Yang、*Chusella*, sp.、*Neomisellina* sp.。四川普格局部茅口灰岩之上见有厚4.5 m的碎屑岩,岩性为砾岩、钙质粉砂岩、粘土岩夹碳质页岩或煤线,含植物化石:*Pecopteris* sp.、*Calamaites* sp.、*Lepidodendron oculus-felis* (Abbado)、*Pterophyllum* sp.、在云南昆明西山一带峨眉山玄武岩底部中基性凝灰岩中采得大量瓣类、腕足类、苔藓虫、菊石等动物化石和植物化石。植物化石有:*Psaronius yunnanensis* Yang、*Pecopteris* sp.、*Taeniopteris* sp.、*Stigmaria* sp.。这些古剥蚀面的残积物,大量的动物化石,特别是植物化石和煤线表明地表抬升和剥蚀作用的存在。

5 沉积相及岩相古地理

峨眉山玄武岩喷发前,上扬子区的岩相古地理为南北分带,自南到北依次为滇黔开阔台地、川鄂局限台地和南秦岭盆地(图4)。在峨眉山大火成岩省栖霞组、茅口组等厚图也明显反映出南北分带的特点(冯增昭等,1994)。玄武岩喷发以后,岩相古地理发生突变。首先在剖面上上扬子区西缘由典型的碳酸盐台地转变为陆相碎屑岩沉积,其次在平面上岩相古地理由南北分带变为东西分带,上扬子区自西南到东北依次为剥蚀区(川滇古陆)、冲积平原、碎屑岩台地和碳酸盐台地(图4)(冯增昭等,1994;王立亭等,1994)。贵州省茅口组研究较为细致,茅口灰岩分为三段,上段顶部常为灰黑色含碳泥质灰岩间

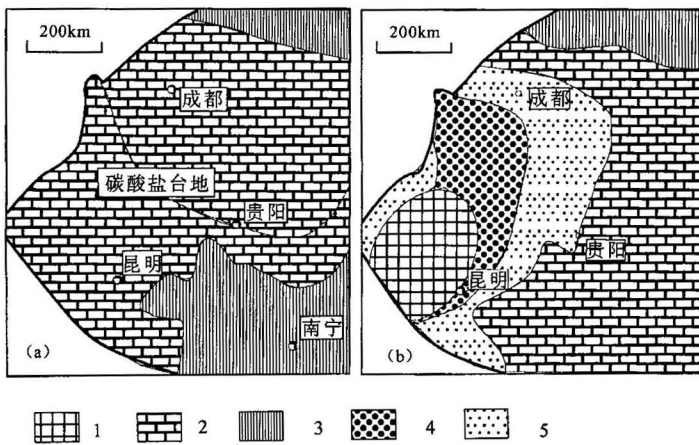


图4 上扬子中、晚二叠世岩相古地理变化
(据王立亭等,1994资料改编)

Fig. 4 Permian lithofacies and paleogeography in upper Yangtze
(adapted from Wang Liting et al., 1994)

(a) — 茅口阶 (b) — 吴家坪阶; 1 — 剥蚀区; 2 — 碳酸盐岩台地;
3 — 深水盆地; 4 — 冲积平原; 5 — 滨海平原

(a) — Maokou Stage; (b) — Wujiaping Stage; 1 — erosion area; 2 — carbonatite platform; 3 — deep basin; 4 — fluvial plain; 5 — coastal plain

夹页岩,在贵州西部上段常为灰黑色含碳泥质灰岩及薄层硅质岩间夹页岩(贵州省地质矿产局,1987),这反映了水体变浅及西部的抬升,在威宁羊街、火宝箐等地还夹少量石英砂岩及煤透镜体更是证明这一点。上扬子西部边缘带由于地壳差异抬升形成了茅口组上部和三道桥组碳酸盐重力流沉积—砾屑灰岩(陈智梁和陈世瑜,1987)。这些特征充分说明了上扬子西缘在茅口晚期发生了地壳快速抬升。峨眉山玄武岩形成后,上扬子西缘的穹状隆升一直持续到晚三叠世。此后的印支运动使上扬子区西缘发生了重大变革。

6 讨论

6.1 灰岩质砾岩是火山角砾岩(集块岩)还是沉积砾岩?

峨眉山玄武岩下伏的这套砾岩过去普遍被作为火山角砾岩,但砾石组成、含量、磨圆、胶结物等分析其应属于非火山成因。角砾岩中的砾石主要为茅口组灰岩,砾石含量为50%~70%,磨圆度见有次圆状—滚圆状,胶结物除玄武岩外,局部还有钙质和凝灰质。这些特征充分说明砾岩非火山成因。砾岩由玄武质胶结也不可能是沉积成因,那它们是如何形成的呢?我们认为其形成分二个阶段,首先在地表巨大的差异抬升下,小江断裂和西昌-巧家断裂发生正断作

用,形成砾石扇,然后很快发生玄武质火山喷发,将茅口组灰岩的砾石胶结。先期形成的砾石扇没有胶结有二个原因:一是晚二叠世赤道附近灰岩地区主要为化学溶蚀作用,缺乏细碎屑;二是地表差异抬升到玄武岩喷发间隔的时间很短,砾石扇还没有发生成岩作用。由于灰岩质砾岩之下常见一层玄武岩,砾岩中见有玄武岩砾石,这些均表明砾石扇形成前已有玄武岩的喷发。

6.2 峨眉山玄武岩下伏碎屑岩形成的构造意义

在空间分布上,碎屑岩主要发育于穹状隆起的边缘带,尤其是西昌普格一带的灰岩质砾岩的厘定进一步确定了穹状隆起东北缘边界,云南大理一带古喀斯特地貌的发现表明该区的抬升剥蚀。在时间上,碎屑岩的形成晚于茅口组而早于峨眉山玄武岩,因此碎屑岩为穹状隆起同构造的产物。隆起东北缘普格-巧家一带砾石扇在剖面上呈席状、砾岩由玄武岩胶结表明地壳发生了快速差异抬升,底砾岩中砾石磨圆一般也说明抬升剥蚀的时间较为短暂。从砾石扇带的发育宽度推算的地壳差异抬升的高度至少为700 m,加上隆起中心茅口组的剥蚀厚度为300 m左右,因此地壳抬升的高度在1000 m左右。在茅口晚期同生断裂活动加剧,西缘的普河断裂、东缘的小江断裂和北缘的西昌-巧家断裂既控制了碎屑岩的沉积,又有早期玄武岩的喷发。在茅口组厚度等值线图中(图1)可以看出茅口组厚度在穹状隆起东缘有一个突变带,该突变带与小江断裂带的位置基本一致,另外砾石扇的空间分布和其下的玄武岩充分说明小江断裂是同隆起断裂。隆起西缘平川低位扇的形成代表海平面迅速下降时期的沉积特征,海平面的迅速下降是由于东部地幔柱迅速上升引起的。因此茅口组之上峨眉山玄武岩之下的碎屑岩的厘定表明在峨眉山玄武岩喷发前地壳发生了快速差异抬升,这为峨眉山大火成岩省地幔柱作用的形成机制和空间展布提供了进一步佐证。

6.3 平川低位扇是茅口组的局部相变吗?

平川组之下的茅口组地层发育完整,厚度为348 m。晚二叠世茅口期,上扬子区西缘为典型的碳酸盐台地,不存在粗碎屑岩沉积环境。平川组在形态上呈扇形,砂岩的层理不发育,多为块状构造,常见冲刷构造,平川组中所产化石都来自砂岩中的石灰岩岩屑,而且层位越高所产化石年代越老,在平川组砂岩

中多处见有栖霞组的标准化石 *Nankinella* sp.。砂岩的分选磨圆差,但成熟度高,在石英杂砂岩、岩屑砂岩等碎屑岩中均没有找到长石碎屑,岩屑几乎全是灰岩和生物碎屑。砾屑灰岩实际上是异地灰岩碎屑经过搬运再沉积的砾岩。另外砂岩中还可可见陆源碎屑炭质条带和斑块。这些表明平川组的物源来自东部隆起区。缺乏长石碎屑暗示当时隆起区还没有剥蚀到基底的岩石。因此平川低位扇不是茅口灰岩的局部相变,而是茅口组形成后在差异地表抬升下隆起西部边缘快速堆积的低位水下扇。

6.4 川滇古陆的形成时间和机制

中二叠世茅口期,上扬子区西缘为典型的碳酸盐台地(滇黔桂川碳酸盐台地),此时上扬子区不存在川滇古陆(冯增昭等,1994;王立亭等,1994)。到晚二叠世上扬子岩相古地理发生突变,自西到东依次是剥蚀区、陆相碎屑岩、滨浅海碎屑岩和碳酸盐台地,茅口组灰岩的差异剥蚀和其上的古剥蚀面特征表明川滇古陆的形成时间为中二叠世晚期。川滇古陆的形成机制是:①峨眉山地幔柱上升造成的地壳抬升(何斌等,2003)。据茅口组的剥蚀特征和砾石扇高度推测地幔柱上升造成的地壳差异抬升的高度为1000 m(He et al., 2003)。②峨眉山玄武岩的堆积。在中西区残留峨眉山玄武岩的厚度一般在1000 m以上,米易龙帚山残留峨眉山玄武岩厚度最大为2746 m。上扬子晚二叠世的碎屑岩的物源均来自峨眉山玄武岩,根据东区晚二叠世碎屑岩的体积推算玄武岩的平均剥蚀厚度至少为1000 m左右。③大规模岩浆底侵作用。地幔热柱物质在岩石圈和地壳会发生侧向侵位,攀西地区出露的大量基性层状侵入体就是峨眉山地幔柱底侵作用的结果。底侵作用能使地幔柱地区发生穹状隆起并保持相当长的时间(Cox, 1989)。川滇古陆保持的时间到晚三叠世。

6.5 上扬子的中二叠世末期东吴运动是峨眉山地幔柱上升造成的?

上扬子中、晚二叠世岩相古地理在平面和剖面上的变化早为人们所认识,在剖面上由台地碳酸盐岩突变为陆相、滨浅海碎屑岩;在空间上由南北分带突变为东西分带。通常人们认为这是东吴运动的结果。东吴运动是指中二叠世末期的一场缓波式上升运动,但最近研究成果表明下扬子中、上二叠统为整合接触(《中国地层典》编委会,2000),在江苏南京地区由茅口阶早期碳酸盐盆地相—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)。东吴运动在上扬子表现明显,且具有西强东弱、南强北弱的特点,川西南地区局部为微角度不整合(四川省地质矿产局,1991),茅口组的穹状差异剥蚀、底砾岩和古风化壳均有发育,沉积相发生突变。而这些特征可以解释为是峨眉山地幔柱上升的浅表地质响应。实际上同全球海平面变化不同的茅口晚期上扬子的快速海退和吴家坪阶的海侵可能与峨眉山地幔柱上升所造成的地表快速抬升和玄武岩喷发后的地表沉降有关。因此可以推断上扬子中二叠世末期东吴运动是峨眉山地幔柱上升造成的。

7 结论

(1) 大量区域地质资料调研和野外实地地质考察表明,在上扬子西缘峨眉山玄武岩之下茅口组之上零星发育一套碎屑岩系。主要分布在二个带状区域,穹状隆起西缘盐源平川一带为以砾岩、砂岩为主的低位水下扇;穹状隆起的东北缘普格—巧家一带为灰岩质砾岩组成的砾石扇。

(2) 对碎屑岩的空间展布和沉积环境的研究表明,在上扬子西缘峨眉山玄武岩喷发前发生过一次快速地壳差异抬升并形成穹状隆起。碎屑岩是峨眉山地幔柱上升造成的沉积响应,地幔柱的上升还造成上扬子中、晚二叠世区域岩相古地理的突变和隆起区古喀斯特的形成,这些为峨眉山大火成岩省形成过程中地幔柱作用的形成机制提供了进一步佐证。

(3) 峨眉山地幔柱的上升对晚古生代上扬子构造产生重大影响。中二叠世末期东吴运动主要是由峨眉山地幔柱上升造成的。茅口晚期上扬子的快速海退和吴家坪阶的海侵可能是峨眉山地幔柱上升所造成的地表快速抬升和玄武岩喷发后的地表沉降有关。川滇古陆的形成机制是峨眉山地幔柱上升造成的地壳抬升、峨眉山玄武岩的堆积和岩浆底侵,其形成时间为中二叠世晚期,并一直保持到晚三叠世。

参 考 文 献 / References

- 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.
- 从柏林. 1988. 攀西古裂谷的形成和演化. 北京: 科学出版社.
- 冯增昭, 金振奎, 等. 1994. 滇黔桂地区二叠纪岩相古地理. 北京: 地质出版社.
- 贵州省地质矿产局. 1987. 贵州省区域地质志. 北京: 地质出版社.
- 何斌, 徐义刚, 等. 2003. 峨眉山大火成岩省的形成机制及空间展布: 来自沉积地层学的新证据. 地质学报, 77(2): 194~201.
- 四川省地质矿产局. 1991. 四川省区域地质志. 北京: 地质出版社.
- 宋谢炎, 候增谦, 等. 2001. 峨眉山大火成岩省的岩石化学特征及时限. 地质学报, 75(4): 498~506.

- 王立亭, 陆彦邦, 赵时久, 罗晋辉. 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.
- 熊舜华, 李建林. 1994. 峨眉山地区晚二叠世大陆裂谷边缘玄武岩的特征. 成都地质学院学报, 1: 43~57.
- 徐义刚, 钟孙霖. 2001. 峨眉山大火成岩省: 幔柱活动的证据及其熔融条件. 地球化学, 30: 1~9.
- 云南省地质矿产局. 1990. 云南省区域地质志. 北京:地质出版社.
- 张云湘, 骆耀南, 杨崇喜. 1988. 攀西裂谷. 北京:地质出版社.
- 张招崇, 王福生, 范蔚茗, 邓海林, 徐义刚, 许继峰, 王岳军. 2001. 峨眉山玄武岩研究中的一些问题的讨论. 岩石矿物学杂志, 20(3): 239~246.
- 《中国地层典》编委会. 2000. 中国地层典 二叠系. 北京:地质出版社.
- Brodie J, White N. 1994. Sedimentary basin inversion caused by igneous underplating; northwest European continental shelf. *Geology*, 22: 147~150.
- 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.
- Cox K G. 1989. The role of mantle plumes in the development of continental drainage patterns. *Nature*, 342: 873~877.
- Chung S L, Jahn B M. 1995. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary. *Geology*, 23: 889~892.
- Dam G, Larsen M, Sonderholm M. 1998. Sedimentary response to mantle plumes; implications from Pleistocene onshore successions, West and East Greenland. *Geology*, 26: 207~210.
- Editing Committee of Stratigraphy. 2000. Permian in China. Beijing: Geological Publishing House(in Chinese).
- He B, Xu Y G, Chung S-L, Xiao L, Wang Y-M. 2003. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 213: 391~405.
- He Bin, Xu Yigang, Xiao Long, Wang Kangming, Sha Shaoli. 2003. Generation and spatial distribution of the Emeishan large igneous province: New evidences from sedimentary records. *Acta Geologica Sinica*, 77(2): 194~201.
- Luo Zhili, Jin Yizhong, et al. 1990. The Emei taphrogenesis of the upper Yangtze platform in south China. *Geological Magazine*, 127: 393~405.
- Nadin P A, Kusznir N J, Cheadle M J. 1997. Early Tertiary plume uplift of the North Sea and Faeroe-Shetland Basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 148: 109~127.
- Thompson G M, Ali J R, Song Xieyang, Jolley D W. 2001. Emeishan basalts, SW China: reappraisal of the formation's type area stratigraphy and a discussion of its significance as a large igneous province. *Journal of the Geological Society*, 158: 593~599.
- Xu Yigang, Chung Sunlin, Jahn Borming, Wu Genyao. 2001. Petrologic and geochemical constrains on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. *Lithos*, 58: 145~168.
- Wignall P B. 2001. Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth Science Reviews*, 53: 1~33.
- Williams G E and Gostin V A. 2000. Mantle plume uplift in the sedimentary record: Origin of kilometre-deep canyons within late Neoproterozoic successions, South Australia. *Journal of the Geological Society*, 157: 759~768.
- Xu Yigang, Chung Sunlin. 2001. The Emeishan large igneous province: evidence for mantle plume activity and melting conditions. *Geochimica*, 30: 1~9 (in Chinese with English abstract).

Sedimentary Responses to Uplift of Emeishan Mantle Plume and Its Implications

HE Bin^{1,2)}, XU Yigang¹⁾, XIAO Long¹⁾, WANG Yamei²⁾, WANG Kangming³⁾, SHA Shaoli⁴⁾

1) *Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Science, Guangzhou, 510640*

2) *China University of Geoscience, Wuhan, 430074*

3) *Xichang Geological Party, Bureau of Geological and Mineral Resources Survey of Sichuan Province, Xichang, 610000*

4) *The third Geological Party, Bureau of Geological and Mineral Resources Survey of Yunnan Province, Dali, 671000*

Abstract

Regional biostratigraphic investigation of the Maokou Formation leads to the proposal that a rapid crustal uplift and doming prior to the eruption of the Emeishan basalts. This conclusion is also supported by spatial distribution and sedimentologic features of clastic rocks beneath the Emeishan flood basalts. Clastic rocks are distributed in the flanks of the domal structure. A lowstand submarine fan is found in the northwestern flank, at Pinchuan, Yanyuan county, which is mainly consisted of sandstone and conglomerate. A 60~120 m layer of conglomerate cemented by lava is discovered in the northeastern flank of dome, which is alluvial gravel fans formed as a result of rapid differential uplift. Gravels of the conglomerate at Xishan, Kunming are round in shape suggesting that they may be derived from sediments of paleocanyon. It is argued that clastic sediments are responses to uplift of mantle plume, which also caused emergent trend in facies and karst relief on erosion surface. These data not only confirm the plume initiation model for generation of the Emeishan flood basalts, but also deepen understanding of tectonic in western margin of Yangtze craton in late Permian.

Key words: Emeishan basalt; sedimentary record; uplift and doming; mantle plume