

文章编号: 1000-6524 (2001) 03-0239-08

峨眉山玄武岩研究中的一些问题的讨论

张招崇¹, 王福生¹, 范蔚茗², 邓海琳³, 徐义刚⁴, 许继峰⁴, 王岳军²

(1. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 2. 中国科学院长沙大地构造研究所, 湖南 长沙 410013; 3. 中国科学院地球化学研究所, 贵州 贵阳 550002; 4. 中国科学院广州地球化学研究所, 广东 广州 510640)

摘要: 峨眉山玄武岩是当前研究的热点, 本文从以下方面论述了峨眉山玄武岩研究中存在的一些问题: 时空分布; 岩石组合; 高 Ti 和低 Ti 玄武岩; 与其它典型大陆溢流玄武岩的异同点; 与地幔柱的关系和地幔柱的起因。对这些问题提出了一些新的认识和解释, 或者提出了解决这些问题的途径。这些问题的解决, 对研究峨眉山玄武岩本身以及地幔柱-岩石圈的相互作用及其成矿效应均具有重要意义。

关键词: 峨眉山玄武岩; 地幔柱; 高 Ti 和低 Ti 玄武岩; 大陆溢流玄武岩(CFB)

中图分类号: P588.14⁺5 **文献标识码:** A

峨眉山玄武岩系 1929 年赵亚曾先生命名, 指出露于峨眉山的晚二叠世早期的玄武岩, 后人相继用于大面积分布在云、贵、川 3 省的二叠纪至三叠纪的玄武岩^[1], 对其研究有悠久的历史^[1~9]。近年来, 随着地幔柱理论的兴起和发展, 峨眉山玄武岩作为与地幔柱作用有关的典型实例, 更是成为研究的热点^[10~15]。本文拟对其中一些问题进行探讨, 希望对进一步研究峨眉山玄武岩的成因以及地幔柱-岩石圈的相互作用及其成矿效应(V、Ti、Cu、Ni 和 PGE)能有所启迪。

1 峨眉山玄武岩的时空分布

野外地质研究表明, 峨眉山玄武岩以整合的形式直接覆盖于早二叠世茅口组灰岩之上, 并被下三叠统以假整合的形式覆盖, 可见, 它的喷发时代当在早二叠世一早三叠世之间。大多数学者认为, 峨眉山玄武岩的主体喷发时代为晚二叠世。但亦有少数学者认为, 峨眉山玄武岩的喷发可分为三大时段, 即 P₁/P₂、P₂/T₁ 和 E^[13]。然而, 直到现在, 还没有对峨眉山玄武岩的喷发时段做出准确的厘定, 其原因除了对峨眉山玄武岩的含义有争论外, 还因其主要岩石类型为玄武岩, 可利用的同位素年龄测定方法受到制约, 一般的 Rb-Sr 和 Sm-Nd 方法很难拉成一条等时线, 加之岩系已受到不同程度的蚀变, 所以所测定的年龄不能代表喷发的年龄。现在只有少数测定的年龄属二叠纪, 大多数为燕山期(未发表, 据陈文面谈), 这显然与地质事实不相吻合。众所周知, 国外典型大陆溢流玄武岩(Continental flood basalts, CFB)均为短时间内的巨量喷发, 喷发时间一般小于 5 Ma^[16], 所以选择合适的剖面(出露最全)、采集合适的样品进行准确同位素年龄测定, 就成为关键性的问题, 它对于确定峨眉山玄武岩的喷发时段以及峨眉山玄武岩是否为大陆溢流玄武岩具有重要意义。

刘秉光等^[3]和候增谦等^[13]将峨眉山玄武岩划分为四大岩区, 即松藩-甘孜岩区、盐源-丽江岩区、攀

收稿日期: 2001-01-20; 修订日期: 2001-04-18

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目(G1999043205)

作者简介: 张招崇(1965-), 男, 博士, 研究员, 主要从事火成岩岩石学和金矿床方面的研究工作。

西岩区和贵州高原岩区,后者更是将这种跨不同构造区域喷发的特点认为是典型地幔柱环境的产物^[13]。他们认为,分布于云、贵、川西南三省大面积展布的二叠纪至三叠纪玄武岩均属于峨眉山玄武岩。熊舜华和李建林则认为将所有的二叠纪至三叠纪玄武岩均归为峨眉山玄武岩显然不妥,“峨眉山玄武岩”只包括扬子大陆板块内晚二叠世喷溢的玄武岩^[1],而川康—滇西古岛弧区(即刘秉光等和候增谦等划分的松藩—甘孜岩区)的二叠纪至三叠纪的玄武岩不属于此列。显然解决该问题的关键是要确定该岩区内的二叠纪至三叠纪玄武岩岩浆喷发与峨眉山的主体玄武岩浆是否由同一机制触发。野外地质研究表明,松藩—甘孜岩区内的二叠纪至三叠纪玄武岩系主要为凝灰岩,熔岩数量较少,与峨眉山主体玄武岩以熔岩为主的特征有显著的区别,并且普遍受到绿片岩相的变质作用。但是,由于该岩区处于造山带,显然会受到后期变质作用的影响,而峨眉山主体玄武岩位于板块内部没有受到后期变质作用,这样就可以导致变质程度上的差异。笔者对该岩区玄武岩地球化学特征初步研究表明,其地球化学性质类似于峨眉山主体玄武岩,表明它们有相似的成因特点,但是由于测试数据较少,目前还不能判定它们是否属同一成因。

2 岩石组合

对于峨眉山玄武岩的岩石组合,现在有一点达成共识,即主要岩石类型为无斑玄武岩、斜斑玄武岩和辉斑玄武岩以及少量伴生的碱性侵入岩。有的学者认为,在火山喷发的晚期出现酸性的流纹岩^[11,13],但是我们的野外研究、薄片观察以及岩石化学研究均表明,在上部出现的不是流纹岩,而是粗面岩,但顶部岩石依然是玄武岩(图1)。

苦橄岩被当作地幔柱尾柱位置以及原始岩浆的标志^[17,18],普遍受人们重视。本区是否存在苦橄岩,依然是个悬而未决的问题。刘秉光等报道了在盐源—丽江岩区存在较多的苦橄岩,并且在攀西裂谷区靠近盐源—丽江岩区一带亦有苦橄岩的存在^[3]。Chung & Jahn给出了苦橄岩的地球化学数据^[10],候增谦等^[13]、汪云亮等^[14]和宋谢炎等^[15]更是认为苦橄岩在岩区大面积分布。但是笔者在该岩区经过详细的野外地质调查,并没有发现苦橄岩,目前只发现与峨眉山玄武岩呈侵入接触的苦橄玢岩(图1c)。作者曾与其中一些报道过苦橄岩的作者接触询问过此事,但都没有一个明确的答复。呈侵入状态的苦橄玢岩在区内分布较多,岩体约有20~30个,出露面积一般为50 m×100 m~200 m×700 m,最大可达8 km²。这些苦橄玢岩除了侵入于峨眉山玄武岩外,还侵入于下二叠统灰岩中,部分侵入于上三叠统白云质灰岩中(图2)。由此推测部分苦橄玢岩的形成应晚于晚三叠世,而那些侵入于峨眉山玄武岩中的苦橄玢岩,由于尚无同位素年龄数据,是否属峨眉山玄武岩系还不能完全确定。目前至少有一点可以肯定,即本区绝不存在如前人所所述的呈大面积分布的苦橄岩。

3 高Ti和低Ti玄武岩

与国外一些CFB一样,峨眉山玄武岩也存在高Ti和低Ti两种类型的玄武岩。然而国内一些学者尽管发现这一现象^[1,6,7],却并没有将它们作为类型而提出来。国外一些典型CFB的TiO₂含量变化范围为1%~4%^[17],而峨眉山玄武岩的TiO₂含量变化范围更宽,为1%~5%(图3)。从图3可以看出,TiO₂含量变化范围是连续的,没有明显的间断。那么,如果仅仅根据TiO₂含量来划分高Ti和低Ti类型,就颇有点人为的因素了。笔者最新发现,TiO₂含量和P₂O₅具有明显的正相关关系(图4),并且后者具有明显的间断(缺少0.25%~0.37%),所以结合P₂O₅含量进行划分更具科学性,并据此提出峨眉山玄武岩存在两种类型玄武岩,即高P高Ti型(HPT)和低P低Ti型(LPT)。由图4可以看出,根据P₂O₅含量的变化范围划分,HPT型和LPT型的TiO₂含量界线大约为2.10%,即大于2.10%为HPT型,反之为LPT型。

在空间分布上,与国外一些典型CFB具有明显的空间分带而没有时间分带的特点(如巴西的Paraná^[19,20])不同,本区HPT和LPT两种类型在空间上不存在分带性,但在时间上则有明显的分带性,即LPT形成于火山喷发的早期,HPT形成于火山喷发的中晚期阶段。由于本区大多数地区缺少早期阶段喷发的玄武岩,所以绝大多数已发表的数据均属于HPT型,只有少数出露较全的剖面可见LPT型,如永胜大

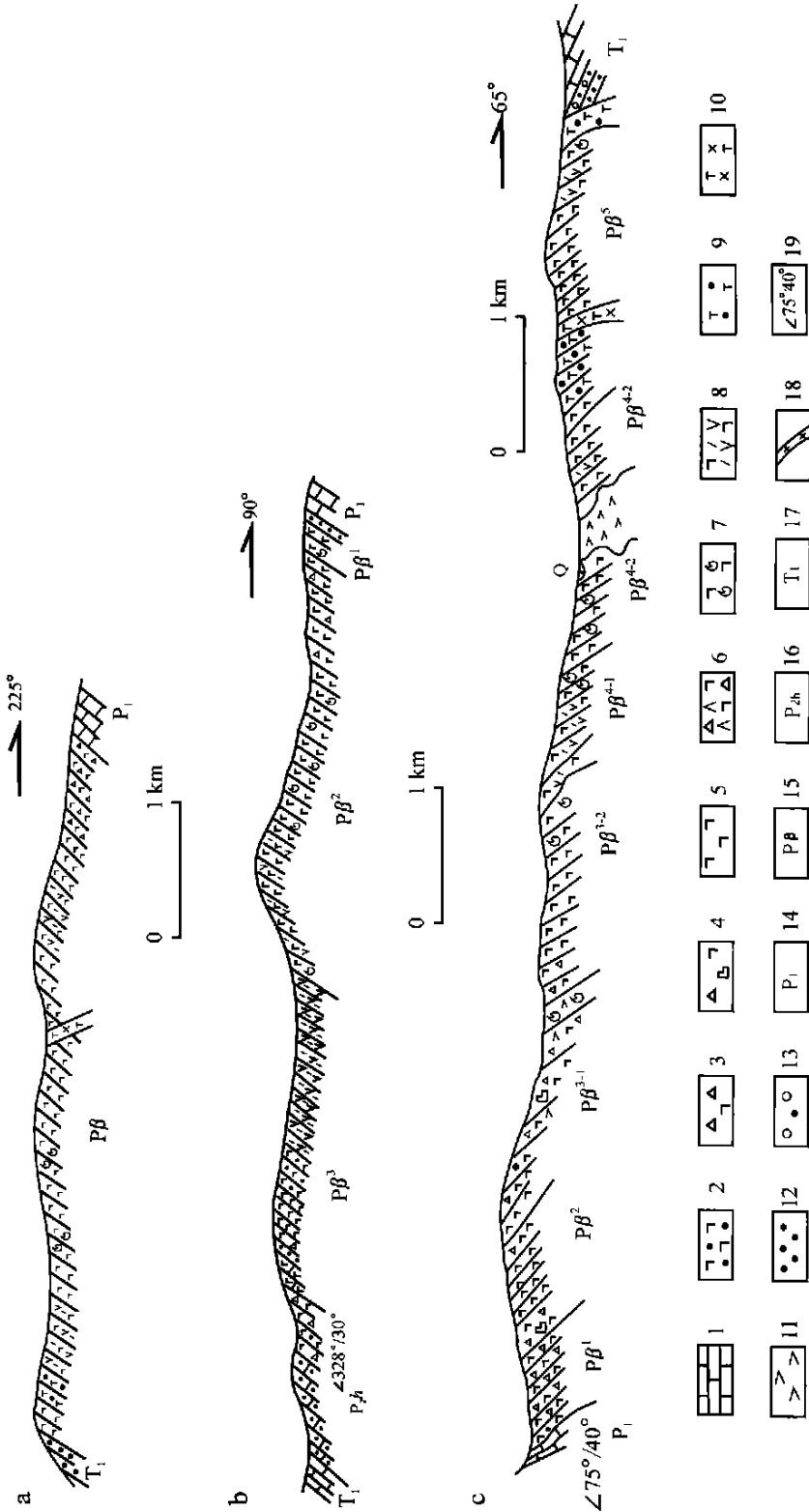


图 1 一些代表性地质剖面图

Fig. 1 Some representative geological sections

a—四川二滩电站; b—云南永胜大迪里; c—云南宾川上仓; 1—灰岩; 2—玄武质凝灰岩; 3—玄武质角砾岩; 4—玄武质角砾集块岩; 5—玄武岩; 6—玄武安山质角砾岩; 7—气孔状玄武岩; 8—斜纹玄武岩; 9—粗面质凝灰岩; 10—正长斑岩; 11—苦橄玢岩; 12—粉砂岩; 13—砂砾岩; 14—二叠纪茅口组; 15—二叠纪玄武岩; 16—晚二叠世黑尼峭组; 17—早三叠世; 18—辉绿岩; 19—产状

迪里剖面 and 宾川上苍剖面(图 1b, c)。

有关 LPT 和 HPT 两种类型的成因, 目前国际上提出了 4 种假说: ① 上升的地幔柱不同部位的部分熔融^[21, 22] 或岩石圈地幔与软流圈组分不同程度的混合^[23~25], 并受到地壳不同程度的混染^[24, 26]; ② 不均一的大陆下的岩石圈地幔(SCLM)由于地幔柱的加热作用在“湿”的条件下发生熔融^[27, 28]; ③ 来自地幔柱的苦橄质岩浆在上升过程中通过 SCLM 时与镁质超钾质岩浆(钾镁煌斑质)发生不同程度的混合^[20, 29, 30]; ④ 来自地幔柱的 MORB 型拉斑质苦橄岩浆与来自 SCLM 的高 Ti 和低 Ti 钾质熔体混合, 然后又受到地壳的混染^[31]。由于对峨眉山玄武岩的两种岩石

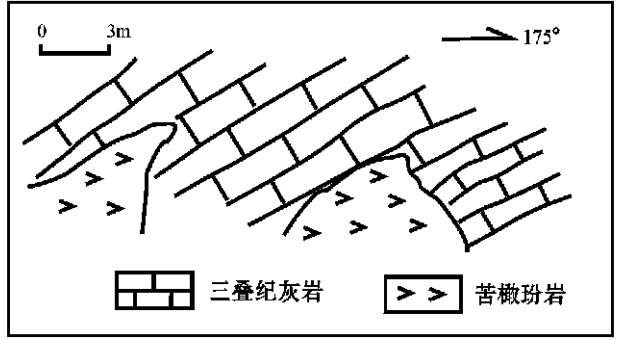


图 2 丽江上登村苦橄玢岩与三叠纪灰岩接触关系示意图
 Fig. 2 Sketch map showing the contact relationship between picrite and dolomitic limestone, Shangdeng village, Lijiang county, Yunnan province

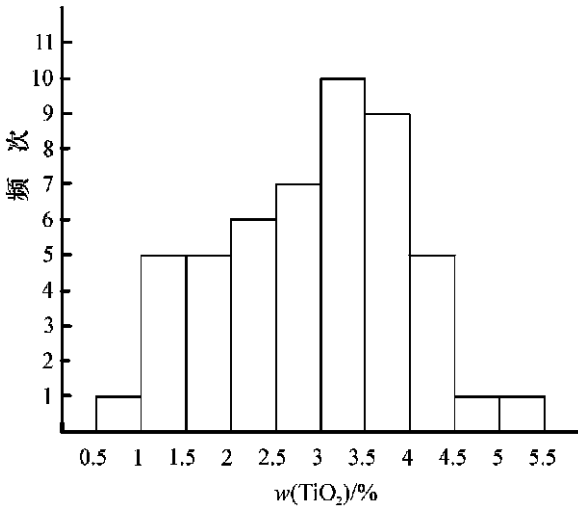


图 3 TiO₂ 频率分布直方图
 Fig. 3 Histogram of TiO₂

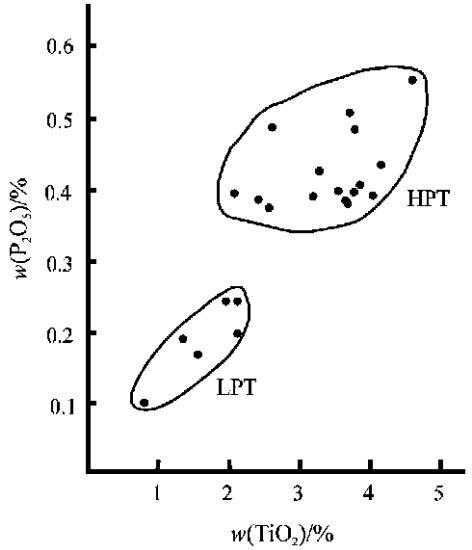


图 4 P₂O₅-TiO₂ 图解
 Fig. 4 P₂O₅ versus TiO₂ diagram

类型没有进行系统的地球化学研究, 所以目前还不能对其成因做出解释, 只是根据主要元素、稀土元素和微量元素地球化学特征的一些研究, 初步提出两种类型岩石源于地幔柱和 SCLM 不同程度相互作用熔融形成的岩浆, 并在上升过程中经历了下地壳的混染作用, 其中 LPT 的源区 SCLM 组分相对较少, 而 HPT 的源区 SCLM 组分相对较多。

4 与其它典型大陆溢流玄武岩的异同

与典型大陆溢流玄武岩(CFB)相比, 峨眉山玄武岩基本上与其相似, 但亦有不同之处(表 1), 具体阐述如下。

表 1 峨眉山玄武岩与典型大陆溢流玄武岩时代和分布的比较

Table 1 Comparison in ages and dimensions between the Emeishan basalt and the major continental flood basalts in the world

| | 年代/ Ma | 最大厚度/ m | 现在的分布面积/ km ² |
|--------------------------|---------------------|---------|--------------------------|
| Keweenaw (Lake Superior) | 1 100 ~ 1 200 | 12 000 | > 10 ⁶ |
| 西伯利亚地台 | 248 ~ 216 | 3 500 | > 1.5 × 10 ⁶ |
| Karoo (南非) | 206 ~ 166 | 9 000 | 0.14 × 10 ⁶ |
| Parana (巴西) | 140 ~ 110 | 1 800 | 1.2 × 10 ⁶ |
| 北大西洋火成岩省 | 65 ~ 50 | 2 000 | 1 × 10 ⁶ |
| 印度德干 | 白垩纪—第三纪边界 (65 ~ 50) | > 2 000 | > 0.5 × 10 ⁶ |
| 美国西北部哥伦比亚河 | 17 ~ 6 | > 1 500 | 0.2 × 10 ⁶ |
| 美国西北部 Snake River Plain | 17 ~ 0 | ? | 0.05 × 10 ⁶ |
| 峨眉山玄武岩 | 二叠—三叠纪边界 | 3 700 | 0.5 × 10 ⁶ |

除峨眉山玄武岩外, 其它地区的资料来自于文献 [33 ~ 36]。

与典型的 CFB 相似, 峨眉山玄武岩也具有短时间内喷出巨量岩浆的特点, 分布面积大(基本上与印度德干玄武岩相当), 厚度大, 在喷发时间与西伯利亚地台相似。同时火山喷发还引起华南古生代动物群的大规模绝灭^[32]。

岩石学和地球化学特征对比见表 2。由表 2 可以看出, 其特征基本相似, 只是峨眉山玄武岩中还没有确切的证据证明存在苦橄岩, 而典型的 CFB 均存在少量的苦橄岩。另外, 大多数 CFB 中存在易变辉石, 而峨眉山玄武岩只有普通辉石一种辉石。由此可见, 峨眉山玄武岩应属于大陆溢流玄武岩。

表 2 峨眉山玄武岩与典型大陆溢流玄武岩的岩石学和地球化学特征比较

Table 2 Comparison in petrological and geochemical characteristics between the Emeishan basalt and the typical CFB

| | 峨眉山玄武岩 | 典型大陆溢流玄武岩 |
|--------|--|--|
| 岩石系列 | 拉斑玄武岩为主, 有少量弱碱性系列 | 以拉斑玄武岩系列为主, 可以有少量碱性系列 |
| 岩石组合 | 岩石组合简单, 岩性相对比较均一, 主要为玄武岩, 有少量碱性玄武岩和玄武安山岩; 顶部出现粗面岩, 具有双峰式组合, 同时伴有超镁铁质侵入体和辉绿岩岩墙; 苦橄岩未发现 | 岩石组合简单, 岩性相对比较均一, 主要为玄武岩, 有少量碱性玄武岩; 顶部出现酸性的流纹岩, 具有双峰式组合, 大多伴有超镁铁质侵入体和辉绿岩岩墙; 苦橄岩常见 |
| 岩相学特征 | 以裂隙式喷发为主, 熔岩占绝对优势 | 以裂隙式喷发为主, 熔岩占绝对优势 |
| 岩石结构 | 斑状结构为主, 部分为无斑隐晶结构和聚斑结构, 斑晶主要为斜长石, 普通辉石和钛磁铁矿常见, 橄榄石偶见 | 斑状结构为主, 部分为无斑隐晶结构和聚斑结构, 斑晶主要为斜长石, 橄榄石、普通辉石、易变辉石和钛磁铁矿较少见, 有时有橄榄石和斜方辉石巨晶 |
| 主要元素特征 | SiO ₂ 变化范围小(除少量粗面岩外), 低 Al, TiO ₂ 变化范围大, 为 1% ~ 5%, 据此可划分为 LPT 和 HPT 型, 两种类型在空间上没有明显的分带, 但 LPT 出现在早期; K ₂ O 多数较低, 个别样品较高; Mg [#] 值普遍较低, 最高可达 0.64 左右 | SiO ₂ 变化范围小(除少量酸性岩外), 低 Al, TiO ₂ 变化范围大, 为 1% ~ 4%, 可划分为 LPT 和 HPT 型, 两种类型在空间上往往有明显的分带; K ₂ O 多数较低, 局部存在高 K 玄武岩; Mg [#] 值相对较低, < 0.7 |
| 微量元素特征 | LREE 中等富集, LIL 元素富集, Nb, Ta 相对亏损 | LREE 中等富集, LIL 元素富集, Nb, Ta 相对亏损 |

5 与地幔柱的关系及地幔柱的起因

前已述及, CFB 以短时间内的巨量喷发为特征, 据 Gallagher & Hawkesworth 估计, 在地质历史的主要

间断时间内,已大约喷发了 $2 \times 10^6 \text{ km}^3$ 的 CFB 岩浆^[28]。板块构造可以解释壳—幔物质的交换,但却无法解释地质历史上如此大规模的周期性的火山喷发。目前,国际上基本上已达成共识,即用幔柱来解释这种现象^[18, 21, 37~39]。但是,对于地幔柱在 CFB 形成过程中的作用依然存在争论,即地幔柱仅仅是提供了热源而触发岩石圈发生熔融,还是作为其主要的岩浆源区?

对于峨眉山玄武岩,由于其形成时代较老,无法用地球物理资料来证实地幔柱的存在部位,但就其时空分布及地球化学特征(与洋岛玄武岩具有某些相似性)推测,其成因与地幔柱有关。尽管目前对峨眉山玄武岩的研究积累了一定的资料,但是就总体而言,包括峨眉山玄武岩以及相关岩石(粗面岩、辉绿岩、超基性侵入岩以及伴生的碱性侵入体等),还没有进行系统的地球化学研究和同位素年龄测定,所以对地幔柱在峨眉山玄武岩形成过程中的作用还不能给出满意的解释。在这里特别要强调的是,对相关岩石的研究有助于更好地了解地幔柱和岩石圈的相互作用过程,如岩墙的堆积被认为是地幔柱上隆的结果以及后期岩浆上升的通道^[40, 41],或者是软流圈局部上隆对岩石圈减薄和裂开的响应^[30, 42];超基性侵入岩则是岩浆在岩浆房中分离结晶作用的产物,而中酸性岩和碱性侵入岩则是地幔柱和岩石圈相互作用的结果。

由于表 1 所列的包括峨眉山玄武岩在内的典型 CFB 均产于拉张作用区,所以对于地幔柱的起因,大多数学者认为与岩石圈的拉张和减薄作用有关^[30, 43~45]。但是 Richards 等认为,有些 CFB 喷发时并不存在前兆性的拉张和减薄事件^[18], Hooper 也提出印度德干玄武岩的喷发主期发生在地壳的拉张之前^[46]。众所周知,地幔柱起源于核幔边界附近,在一般情况下,处于准稳态,不会形成地幔柱,必须有外来事件的干扰,才会失去稳定性而形成地幔柱。以往的研究表明,在华南地区的 P/T 地层界线附近,普遍存在铽的异常,所以有些学者认为在 P—T 之间华南地区存在陨石撞击事件,由此导致了动物群的绝灭^[47]。如果在 P—T 之间真的存在陨石撞击事件,那么由于陨石撞击产生的巨大冲击力和能量有可能影响到核幔边界,使之变得不稳定而形成地幔柱。当然,这仅仅是一种设想,需要对陨石撞击事件及其时间以及峨眉山玄武岩形成的初始时间等进一步研究来加以证实。

以上从 5 个方面讨论了峨眉山玄武岩研究过程中存在的一些问题,有些论述是结论性的意见,有些则需要进行下一步的深入研究,希望能起到抛砖引玉的作用。

致谢 野外工作分别得到了四川省和云南省地质矿产局的大力支持,同时笔者还就一些问题和张旗研究员、吴根耀研究员以及梅厚均研究员进行过有益的探讨,在此一并表示衷心的感谢!

参考文献:

- [1] 熊舜华, 李建林. 峨眉山区晚二叠世大陆裂谷边缘玄武岩系的特征[J]. 成都地质学院学报, 1984, (1): 43~57.
- [2] 梅厚均. 西南暗色岩深源分异两个系列的岩石化学特征与铁镍矿化的关系[J]. 地球化学, 1973, (4): 219~253.
- [3] 刘秉光, 黄开年. 峨眉山玄武岩与裂谷作用[A]. 地质科学成果选集(第 1 集)[C]. 北京: 文物出版社, 1982, 208~212.
- [4] 沈发奎, 刘 斌. 攀枝花裂谷之双峰式火山岩[J]. 矿物岩石, 1984, 4(1): 1~15.
- [5] 骆耀南. 中国攀枝花—西昌古裂谷带[A]. 中国攀西裂谷文集(第 1 集)[C]. 北京: 地质出版社, 1985, 1~25.
- [6] 朱中一, 刘 斌. 四川龙舟山玄武岩的岩石学特征及成因探讨[J]. 地球科学, 1986, 11(6): 570~576.
- [7] 李昌年. 四川攀西裂谷带峨眉玄武岩的岩石学及成因研究[J]. 地球科学, 1986, 11(6): 577~584.
- [8] 从柏林. 攀西古裂谷的形成与演化[M]. 北京: 科学出版社, 1988, 217~250.
- [9] 汪云亮, 李巨初, 周蓉生, 等. 岩浆岩微量元素地球化学原理及其应用——兼论峨眉山玄武岩的成因[M]. 成都: 科技大学出版社, 1993.
- [10] Chung S L and Jahn B M. Plume—lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian—Triassic boundary[J]. Geology, 1995, 23: 889~892.
- [11] 卢记仁. 峨眉地幔柱的动力学特征[J]. 地球学报, 1996, 17(4): 424~438.

- [12] 吴根耀. 攀枝花—西昌古裂谷晚古生代演化[J]. 成都理工学院学报, 1997, 24(2): 48~53.
- [13] 侯增谦, 卢记仁, 汪云亮, 等. 峨眉火成岩省: 结构、成因与特色[J]. 地质论评, 1999, 45(增刊): 885~891.
- [14] 汪云亮, 侯增谦, 修淑芝, 等. 峨眉火成岩省地幔柱热异常初探[J]. 地质论评, 1999, 45(增刊): 876~879.
- [15] 宋谢炎, 侯增谦, 汪云亮, 等. 晚古生代—早中生代扬子板块西缘的构造岩浆活动[J]. 地质论评, 1999, 45(增刊): 868~871.
- [16] Courtillot V, Besse J, Vandamme D. *et al.* Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1986, 80: 361~374.
- [17] Wilson M. *Igneous petrogenesis*[M]. London: Unwin Hyman, 1989.
- [18] Richards M A, Duncan R A and Courtillot V E. Flood-basalts and hot spot tracks: plume heads and tails[J]. *Science* 1989, 246: 103~107.
- [19] Peate D W, Hawkesworth C J, Mantovani M S M. Chemical stratigraphy of the Parana lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution[J]. *Bull. Volcanol.*, 1992, 55: 119~139.
- [20] Gibson S A, Thompson R N, Dickin A P. *et al.* Erratum to "High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: key to plume—lithosphere in interactions and continental flood-basalt" [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1996, 141: 325~341.
- [21] Campbell I H and Griffiths R W. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood-basalts[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1990, 99: 79~83.
- [22] Arndt N T, Czamanske G K, Wooden J L. *et al.* Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism[J]. *Tectonophysics*, 1993, 223: 39~52.
- [23] Piccirillo E M, Civetta L, Petrinì R. *et al.* Regional variations within the Parana flood basalts (southern Brazil): evidence for subcontinental mantle heterogeneity and crystal contamination[J]. *Chem. Geol.*, 1989, 75: 103~122.
- [24] Hawkesworth C J, Mantovani M and Peate D. Lithosphere remobilization during Parana CFB magmatism[J]. *J. Petrol.*, Special Lithosphere Issue, 1988, 206~223.
- [25] Peate D W & Hawkesworth C J. Lithospheric to asthenospheric transition in low-Ti flood basalts from Southern Parana Brazil[J]. *Chem. Geol.*, 1996, 127: 1~24.
- [26] Petrinì R, Civetta L, Piccirillo E M, *et al.* Mantle heterogeneity and crustal contamination in the genesis of low-Ti continental flood basalts from the Parana plateau (Brazil): Sr—Nd isotope and geochemical evidence[J]. *J. Petrol.*, 1987, 28: 701~726.
- [27] Gallagher K and Hawkesworth C J. Dehydration melting and the generation of continental flood-basalts[J]. *Nature* 1992, 358: 57~59.
- [28] Gallagher K & Hawkesworth C J. Mantle plume, continental magmatism and asymmetry in the South Atlantic. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1994, 123, 105~117.
- [29] Ellam R M and Cox K G. An interpretation of Karoo picrite basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and mantle lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, 105: 330~342.
- [30] Luttinen A V & Furnes H. Flood basalts of Vestfjella; Jurassic magmatism across an Archaean—Proterozoic lithospheric boundary in donning Maud Land, Antarctica[J]. *J. Petrol.*, 2000, 41: 1271~1305.
- [31] Gibson S A, Thompson R N, Leonardos O H, *et al.* High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas; key to plume—lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1995, 136: 149~165.
- [32] 殷鸿福, 黄思骥, 张克信, 等. 华南二叠纪—三叠纪之交的火山活动及其对生物绝灭的影响[J]. *地质学报*, 1989, 63(2): 169~181.
- [33] Basaltic Volcanism Study Project. *Basaltic volcanism on the terrestrial planets*[M]. New York: Pergamon Press, 1981.
- [34] Erlank A J. Petrogenesis of the volcanic rocks of the Karoo Province[J]. *Geol. Soc. S. Afr. Sp. Publ.*, 1984, 13, 1~395.
- [35] Courtillot V, Besse D, Vandamme R. *et al.* Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1986, 80: 361~374.
- [36] Fodor R V. Low- and high-TiO₂ flood basalts of southern Brazil: origin from picritic parentage and a common mantle source[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1987, 84: 423~430.

- [37] White R and McKenzie D P. Magmatism at rift zones[J]. *J. Geophys. Res.*, 1989, 94: 7 685~7 730.
- [38] Farnetani C G and Richards M A. Numerical investigations of the mantle plume initiation model for flood basalt events [J]. *J. Geophys. Res.*, 1994, 13 813~13 833.
- [39] Simonetti A, Goldstein S L, Schmidberger S S, *et al.* Geochemical and Nd, Pb, and Sr isotope data from Deccan alkaline complexes— inferences for mantle sources and plume—lithosphere interaction[J]. *J. Petrol.*, 1998, 39: 1 847~1 864.
- [40] Le Cheminant A N and Heamann L M. Mckenzie igneous event, Canada; middle Proterozoic hot spot magmatism associated with ocean opening[J]. *Earth Sci. Planet. Lett.*, 1989, 96: 38~48.
- [41] Ernst R E and Baragar W R A. Evidence from magnetic fabric for the flow pattern of magma in the McKenzie giant radiation dyke swarm[J]. *Nature*, 1992, 356: 511~513.
- [42] Burke K C and Dewey J F. Plume-generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks[J]. *J. Geology*, 1973, 81: 403~433.
- [43] Bhattacharji S, Chatterjee N, Wampler, J M, *et al.* Indian Intraplate and continental margin rifting: lithospheric extension, and mantle upwelling in Deccan flood basalt volcanism near the K/T boundary: evidence from mafic dike swarms [J]. *Jour. Geol.*, 1996, 104: 379~398.
- [44] McKenzie D P and Bickle M J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere[J]. *Jour. Petrol.*, 1988, 29: 625~679.
- [45] Yoder H S Jr. The great basaltic “flood”: S. Africa[J]. *Jour. Geology*, 1988, 91: 139~155.
- [46] Hopper P R. The timing of crustal extension and the eruption of continental flood basalts[J]. *Nature*, 1990, 345: 546~549.
- [47] 杨遵仪. 华南二叠—三叠纪过渡时期地质事件[M]. 北京: 地质出版社, 1991.

A Discussion on Some Problems Concerning the Study of the Emeishan Basalts

ZHANG Zhao-chong¹, WANG Fu-sheng¹, FAN Wei-ming², DENG Hai-lin³,
XU Yi-gang⁴, XU Ji-feng⁴, WANG Yue-jun²

(1. Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037; 2. Changsha Institute of Geotectonics, Chinese Academy of Sciences, Changsha 410013; 3. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002; 4. Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640)

Abstract: Emeishan basalts have become a popularly investigated field recently. This paper deals with some problems concerning the study of this topic: temporal-spatial distribution; rock associations; high-Ti and low-Ti basalts; similarity and difference between these basalts and other CFB, and their relation to mantle plume and the genesis of the plume. The new recognition and explanation of these problems are proposed, and the methods for solving them are also suggested. Answering these problems will play an important role not only in the study of the Emeishan basalts and the mantle-plume interaction, but also in the investigation of their relation to mineralization.

Key words: Emeishan basalts; mantle plume; high-Ti and low-Ti basalts; continental flood basalts (CFB)