

文章编号:1000-4734(2006)04-0387-08

威宁宣威组底部硅质页岩 Rb-Sr 古混合线年龄及其地质意义

许连忠^{1,2,3}, 张正伟^{1*}, 张乾¹, 朱笑青¹,
祝朝辉^{1,2}, 黄艳^{1,2}, 黄海明^{1,2}

(1. 中国科学院 地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002;
2. 中国科学院 研究生院, 北京 100049; 3. 广东宝丽华实业股份有限公司, 广东 梅州 514008)

摘要:在滇黔相邻地区,二叠纪宣威组下部发育一层硅质页岩和碳质页岩。页岩层位稳定、分布广泛,与下伏峨眉山玄武岩组上部凝灰岩层呈假整合接触关系。用迭代法恢复硅质页岩的 Rb-Sr 同位素古混合线,得到硅质页岩的年龄为(255 ± 12) Ma。这个年龄不仅支持地质古地磁研究结果,而且符合地层年代学研究结果,表明 Rb-Sr 同位素古混合线年代学方法在中生代地层能够适用。这个年龄与普遍认为的峨眉山玄武岩主喷发期 258 Ma 从时代关系上相符,而且有效地约束了峨眉山玄武岩喷发的上限。

关键词:硅质页岩;古混合线;Rb-Sr 定年;峨眉山玄武岩;喷发上限

中图分类号:P597 **文献标识码:**A

作者简介:许连忠,男,1972年生,工程师,硕士,地球化学专业。

地体年龄是研究地体地质成因和演化的关键,常规的同位素定年方法要求测定对象为共生同源、同时和封闭体系。自然界中理想的同源状态岩石样品很少,大多具有混合成因特征,如沉积成岩时不同物源物质的混合以及流体交代发生的混合等。很多用传统等时线定年方法给出的年龄也因此成了假年龄,无法合理解释地质现象。在二元混合模型中,如果混合后体系封闭,⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 与 1/Sr 之间将呈直线线性关系^[1]。用迭代法古混合线法对混合成因岩石定年则很好地克服传统 Rb-Sr 定年方法在这个方面遇到的问题^[2-4]。覃振蔚等^[5-9]对这一方法的应用进行了阐述和研究,用恢复 Rb-Sr 古混合线法定年拓宽了 Rb-Sr 定年的应用范围。峨眉山玄武岩区受印度—亚洲板块碰撞的影响很大,区域上的构造热事件使得玄武岩遭受多期次的改造,导致部分测得年龄明显偏离地层年龄,干扰了对于峨眉山玄武岩喷发期限的认识。二叠系宣威组下部硅质页岩层位稳定,分

布广泛,与下伏峨眉山玄武岩组上部凝灰岩层的接触关系紧密,指示峨眉山玄武岩的顶部。作者通过对贵州西部威宁县黑石头乡北部张四沟一带宣威组底部硅质页岩 Rb-Sr 古混合线年龄进行研究,确定了本地区峨眉山玄武岩的喷发时间上限为(255 ± 12) Ma。

1 区域地质背景

贵州威宁县毗邻云南省和四川省,区域构造背景属地台型建造^[10-12],即扬子地台的西南缘。基底主要为冒地槽型沉积,仅少量出露在滇东地区。大面积出露盖层沉积建造,除了少量出露下古生界地层外,主要为上古生界和中生界的浅海相、陆相沉积地层。下二叠统以浅海相碳酸盐岩为主(栖霞、茅口组),古隆起边缘带以砂页岩直接超覆在不同地层之上。上二叠统岩相复杂,有浅海、滨海相碳酸盐岩或含煤砂页岩,陆相含煤砂泥岩(宣威组),以及陆相-滨海相-浅海相的基性火山岩(峨眉山玄武岩组)(图1)。

该区二叠纪(海西晚期)火山岩活动始于早二叠世末期,止于晚二叠世早期。晚二叠世的火山岩为“峨眉山玄武岩”的南延部分,在金沙江以东,

收稿日期:2006-04-27

基金项目:中科院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-SW-125)

* 通讯作者, E-mail: zhangzwigcas@hotmail.com

谱直接测定, 同位素分析在 MAT261 可调多接收质谱计上完成。在整个同位素分析过程中, 用 NBS-987 和 NBS-607 标准物质对分析流程和仪器进行了监控。NBS-987 的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素组成测定值相对于证书值 $0.710344 \pm 26(2\sigma)$ 的相对偏差小于 0.015% ; NBS 长石标准物质与样品平行测

定多次的 Rb、Sr 含量平均值及同位素比值与证书值在测定误差值范围内完全一致。同位素分析样品制备的全过程均在净化实验室内完成, 与样品同时测定的全流程 Rb、Sr 空白本底分别为 $5 \times 10^{-10}\text{g}$ 和 $2 \times 10^{-10}\text{g}$ 。6 块样品的全岩 Rb、Sr 同位素分析结果列于表 1。

表 1 Rb-Sr 同位素测定值

Table 1. Rb-Sr isotopic composition data for siliceous shale

原送样号	样品名称	$w(\text{Rb})/10^{-6}$	$w(\text{Sr})/10^{-6}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(2\sigma)$
ZS-Pb-1	硅质页岩	1.274	208.9	0.01759	0.70641(4)
ZS-Pb-2	硅质页岩	1.082	95.69	0.03260	0.70658(4)
ZS-Pb-3	硅质页岩	1.244	34.74	0.10330	0.70716(9)
ZS-Pb-4	硅质页岩	0.9479	63.04	0.04335	0.70670(2)
ZS-Pb-5	硅质页岩	1.147	78.29	0.04223	0.70664(5)
ZS-Pb-6	硅质页岩	3.690	21.46	0.49590	0.70890(8)

2.2 古混合线定年方法

古混合线很早就被用来研究物源, 用它来定年的思想最早由覃振蔚^[5]提出, Haack U^[6]、Haack 和 Lauterjung^[7]、Schneider 等^[8]、吴开兴^[9]等用这一方法对流体交代岩石和沉积岩定年, 取得了很好的成果。

传统 Rb-Sr 等时线定年基于以下 3 个假设: (a) 一组矿物或岩石具有相同年龄, (b) 具有相同的初始 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比值, (c) 没有发生放射性同位素母子体丢失或带出的封闭体系。对于沉积岩来说具有多端元混合成因, 要达到混合均一、相同初始 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比值无法保证, 更多的是不均一混合和不相同的初始 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比值。显然这时要用常规的定年法无法获得符合实际的成岩年龄。

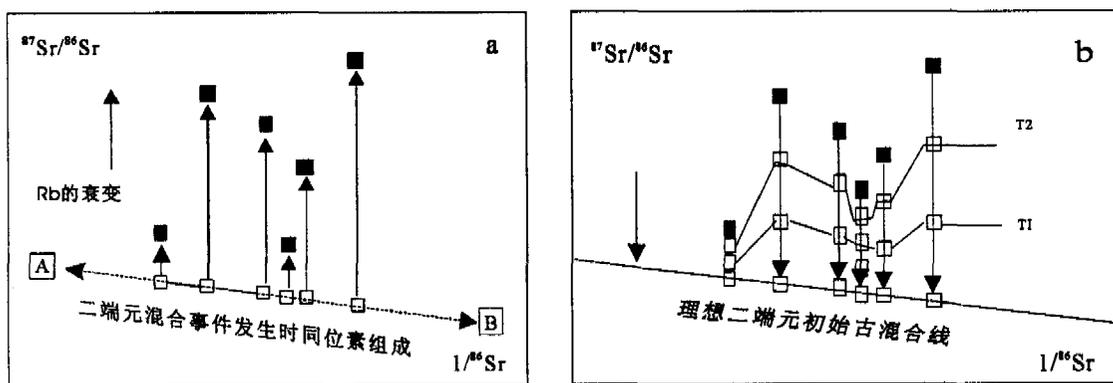
假设在 t_0 时刻发生混合成岩事件, 则事件发生后混合成因的岩石中 Sr 同位素组成虽然不同, 但在 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 1/^{86}\text{Sr}$ 图上 (图 2a) 均落在一条由二端元的同位素控制的连线上。这条混合线方程可以表示为:

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{t_0} = a \times 1/\text{Sr} + b \quad (1)$$

其中 a 为直线斜率, b 为常数。在时间 t_0 以后, 体系封闭。在体系封闭后 Rb 按方程 (2) 衰变。

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{t_0} + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \times (e^{\lambda t} - 1) \quad (2)$$

由于 Rb 的衰变, 具有不同同位素混合值的矿物或岩石则由不同的 Sr 初始值开始各自演化。经过一段时间以后, 这种线性关系将遭到破坏 (图 2a)。



a. 二端元混合同位素组成模型

b. 迭代法恢复古混合线模型

图 2 迭代法恢复古混合线示意图 (引自 Schneider 等, 2003.)

Fig. 2. Two-dimensional illustration of the mixing model in coordinates of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $1/^{86}\text{Sr}$.

方程(2)可变形得到方程:

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_i - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \times (e^{\lambda t} - 1) \quad (3)$$

将方程(3)代入方程(1)得到

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \times (e^{\lambda t} - 1) = (a \times 1/\text{Sr}) + b \quad (4)$$

令 $y = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \times (e^{\lambda t} - 1)$, $x = 1/\text{Sr}$ 。将方程(4)变形为:

$$y = ax + b \quad (5)$$

当 $t = t_0$ 时刻, 一组共生样品 Rb-Sr 同位素值在 $y - x$ 图中构成统计偏差最小的混合模拟线(如图 2b)

通过叠代法求出的这个 t 即为发生混合事件年龄。然后通过求出的 t 值及混合线方程确定方程(5)中的参数 a, b 值, 利用 Isoplot 程序和求出的方程(5)进行误差估计。

2.3 同位素年龄的确定

第一步: 根据地质背景资料估计可能的年龄值。研究对象位于峨眉山玄武岩顶部和二叠纪宣威组底部, 地层学上划为晚二叠世, 根据地层学及 Zhou 等^[13-17]研究成果, 估计年龄为 250 Ma 左右。

第二步: 将估计的 250 Ma 作 t 值和测定的同位素数值代入 $y = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \times (e^{\lambda t} - 1)$, $x = 1/^{86}\text{Sr}$, 得到一组 $x-y$ 值。利用这组 $x-y$ 值作图(图 3), 求出该组 $x-y$ 值拟合的直线的线性相关系数的平方值(R^2)。

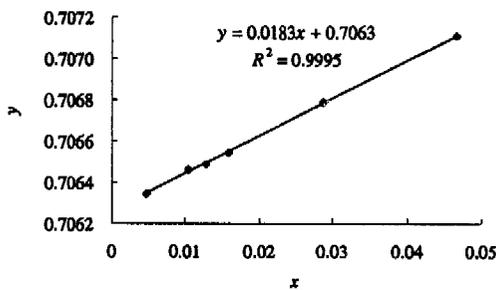


图 3 古混合线方程。

Fig. 3. Paleomixing line equation.

第三步: 根据第二步的计算结果, 调整 t 值。用不同的 t 值重复第二步的计算, 获得不同的 R^2 值, 找出 R^2 值最接近于 1 时的 t 值, 以及 R^2 值最接近于 1 时拟合出的 $x-y$ 直线方程。

当 t 取值约为 255 Ma 时, R^2 值最接近于 1(图 4)。即该硅质页岩成岩年龄约为 255 Ma。此时有直线方程:

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0.0181 \times 1/\text{Sr} + 0.7063 \quad (6)$$

即为古混合线方程。

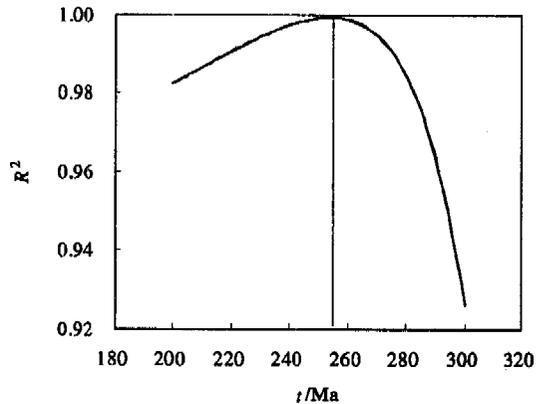


图 4 迭代法恢复古混合线 $R^2 - t$ 图。

Fig. 4. $R^2 - t$ plot for reconstruction of the paleomixing line by iterative method.

将方程(6)代入方程(2)变形后得到

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t - 0.0181 \times 1/\text{Sr} = ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \times (e^{\lambda t} - 1) + 0.7063 \quad (7)$$

令 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})^* = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t - 0.0181 \times 1/\text{Sr}$,

则方程(7)可以改写为

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})^* = ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \times (e^{\lambda t} - 1) + 0.7063 \quad (8)$$

计算结果见表 2。

表 2 威宁宣威组底部硅质页岩 Rb-Sr 同位素计算结果

Table 2. Rb-Sr isotopic composition of siliceous shale

样号	Rb/ 10^{-6}	Sr/ 10^{-6}	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(2\sigma)$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{t_0}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})^*$
1	1.274	208.9	0.01759	0.70641(4)	0.70635	0.70632
2	1.082	95.69	0.0326	0.70658(4)	0.70646	0.70639
3	1.244	34.74	0.1033	0.70716(9)	0.70679	0.70663
4	0.9479	63.04	0.04335	0.70670(2)	0.70654	0.70641
5	1.147	78.29	0.04223	0.70664(5)	0.70649	0.70641
6	3.69	21.46	0.4959	0.70890(8)	0.70711	0.70805

注: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})^* = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0.0181 \times 1/\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为测定值, $\lambda(^{87}\text{Rb}) = 1.42 \times 10^{-11}$, $t_0 = 255 \text{ Ma}$ 。

样品点在 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) - $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 图解上为一条等时线, 此时仍然可以用 ISOPLOT 定年程序进行年龄的误差估计, 其结果如图 5 所示。定年结果为: (255 ± 12) Ma (MSWD = 0.17, probability = 0.96)

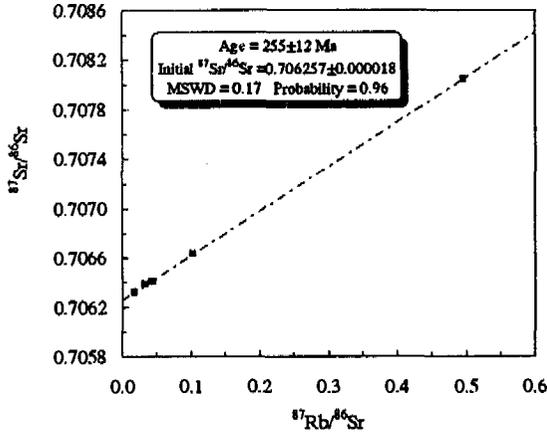


图 5 混合线定年结果

Fig. 5. Paleomixing dating result.

3 讨论

峨眉山玄武岩是二叠纪末期喷发的大陆溢流玄武岩, 近几年来峨眉山玄武岩在地幔柱构造、P/T 界线生物大灭绝、玄武岩成矿等方面引起国内外学者^[17-26]的广泛关注。峨眉山玄武岩的年龄对研究峨眉山大火成岩省(LIP)的演化与生物大灭绝、玄武岩成矿确定关系具有重要意义。目前峨眉山玄武岩年龄的研究主要集中在侵入体, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 、U-Pb 定年^[13-16]和古地磁研究^[21-22]两个方面。古地磁数据只能判断玄武岩的活动时限; 侵入体年龄的测定由于方法和样品本身的原因而存在不确定性, 而且峨眉山玄武岩区受到后期的构造热事件影响期次多, 影响了用传统同位素法定年的效果; 地层学上由于存在地体隆升遭受剥蚀, 也只能给出较为笼统的年龄。对于峨眉山玄武岩的喷发年龄还存在不少争论, 通过多方面综合研究峨眉山玄武岩的喷发时限是解决目前争论的理想途径。

关于峨眉山玄武岩的喷发结束期限目前还存在争论, 本文从另外的角度研究峨眉山玄武岩喷发时限——对峨眉山玄武岩上覆地层进行定年, 通过恢复古混合线的方法得出了 (255 ± 12) Ma (MSWD = 0.17)。硅质页岩层与下伏的玄武岩组顶部凝灰岩层呈假整合接触关系, 层位关系稳定且分布广泛, 在本区这一岩层指示区内玄武岩组顶部。其上的宣威组平均厚度大约 130 m, 宣威

组上为三叠纪飞仙关组红色砂岩。考虑到地层上硅质页岩不整合于玄武岩组之上, 推测本区的峨眉山玄武岩活动早于 255 Ma 就已经结束。255 Ma 早于 251 Ma (国际公认的 P/T 界限) 4 Ma, 这个时差与玄武岩喷发后遭受剥蚀, 然后沉降接受的 100 m 左右宣威组的沉积厚度时限大致吻合。硅质页岩大约 255 Ma 的年龄在地层层序上符合该研究区地层组合。

Chung 等^[27]和 Courtillot 等^[28]总结地层学和古生物 P/T 界限附近的两次大灭绝事件^[16-17](约 251 Ma 和 258 Ma) 认为喷发大约结束于 258 Ma; Zhou 等^[13-14]对攀西新街超基性侵入岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 和 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年大约 259 Ma 的年龄也佐证了峨眉山玄武岩喷发大约结束于 258 Ma 左右; Guo 等^[29]在川西盐源地区辉绿岩脉获得了 (262 ± 3) Ma 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄; Boven 等^[15]和 Ali 等^[31]对峨眉、康定、米易、攀枝花、二滩、下关等攀西地区峨眉山玄武岩及其相关岩石的矿物和全岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学研究获得了复杂的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄坪谱和变化的表观年龄 (42 ~ 256 Ma), 其中采自于下关的一个辉石岩中金云母给出了 (254.8 ± 0.2) Ma 的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄, 认为这些年轻的年龄代表本区玄武岩形成以后遭受到的构造事件时间。Zhu 等^[33]测得峨眉山玄武岩铜矿中蚀变矿物片沸石的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄 139 ~ 149 Ma, 认为这个年龄反映了中侏罗纪末的区域性构造热事件, 进一步证明了玄武岩活动期后的构造活动对于本区的影响。Guo 等^[29]综合前人^[13-15, 27, 31-32, 34]年代学资料并考虑到低 Ti 和高 Ti 玄武岩和中酸性岩在宾川柱状剖面的空间变化及厚度比例^[30], 认为形成于 259 ~ 262 Ma 的新街和盐源侵入岩体/脉^[14, 29]是峨眉山 LIP 事件的早期产物, 代表了峨眉山地幔柱的启动时间, 峨眉山玄武岩主喷发期限大约为 258 ~ 259 Ma。

255 Ma 与 258 Ma 存在 3 Ma 的时差, 说明峨眉山玄武岩喷发期限小于 3 Ma, Huang 和 Opdyke^[21]以及 Ali 等^[22]通过对贵州西部峨眉山玄武岩地层古地磁研究都得出溢流玄武岩整个喷发期限很短, 几乎不到 1 Ma 的一致结论, 本文得到的年龄支持 Huang 和 Opdyke^[21]以及 Ali 等^[22]的古地磁研究结论。

但是 Lo 等^[32]对峨眉山溢流玄武岩及相关岩系的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年得出: 二滩剖面顶部高 Ti 玄武岩给出了 (251.5 ± 0.9) Ma 的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄, 顶

部的粗面岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄(252.8 ± 1.3) Ma, 而宾川剖面下部低 Ti 玄武岩给出了(255.9 ± 5.7) Ma 的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 全气年龄, 攀枝花正长岩中黑云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄为(254.6 ± 1.3) Ma。范蔚茗等^[34]对采自于桂西典型隐晶-细晶质块状玄武岩样品开展全岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年研究得出 254 ~ 256 Ma 坪年龄, 认为峨眉山玄武岩主喷发期时间为 253 ~ 256 Ma, 251 ~ 253 Ma 代表了该 LIP 事件上部中酸性岩石和顶部高 Ti 玄武岩的形成时代, 是 LIP 事件最晚期产物, 峨眉山大火成岩省自启动到消亡约持续了约 10 Ma 的时间尺度。这些年龄研究结果与上述峨眉山玄武岩喷发结束于 258 Ma 的结论相矛盾。Ali 等^[31]研究认为 Lo 等^[32]得出的峨眉山溢流玄武岩 251 ~ 253 Ma 这个范围的年龄相对于地层年龄不符合, 可能是由于基于标样年龄校正的误差引起, 可信度不大。作者认为本研究区受到印度-亚洲板块冲撞的影响很大, 使得玄武岩遭受多期次的改造, 要想获得理想、可靠的, 未受到后期构造扰动的玄武岩喷发期年龄信息的矿物样品就显得有些困难, 有时甚至会得出偏离地层年龄很远的年龄。

峨眉山地幔柱活动早二叠世是在盐源、丽江陆缘海区, 晚二叠世进入攀西裂谷及其以东的岩区, 表明峨眉山地幔柱活动存在向东迁移迹象^[35]; 中国西南部海西早期和晚期两期裂陷的性质、强度和时空关系也显示地幔柱中心迁移的特征, 而且此期间扬子板块曾经有北向南移动的事实^[36]; Koppers 等^[37]也认为地幔柱会漂移。综合以上研究成果, 本文认为桂西的二叠系玄武岩与峨眉山玄武岩的关系还有待进一步研究, 它也许是峨眉山地幔柱迁移活动的结果, 通过它所得出的年龄还不能直接用来解释峨眉

山玄武岩的活动。

作者总结本次宣威组下部的硅质页岩恢复古混合线年龄的研究结果和前人研究成果^[13-17, 21-23, 27-29, 31-36], 认为峨眉山玄武岩喷发的时限比较短, 主喷发期在 258 Ma 左右, 结束于 255 Ma 年之前。

4 结 论

本文采用恢复古混合线定年方法有效的弥补了传统同位素等时线定年的不足, 成功确定了本区古生代末期硅质页岩的成岩年龄大约 255 Ma, 扩展了 Rb-Sr 定年的应用范围。这种方法在原理上同样适用于 U-Pb、K-Ar 等混合成岩样品的等时线法定年, 具体应用还要做进一步研究。

硅质页岩的成岩年龄在地层层序上符合该区地层组合; 在地质演化时间上, 255 Ma 与 259 ~ 262 Ma 侵入岩年龄、258 Ma 发生的生物大灭绝事件、251 Ma P/T 界限年龄吻合得很好。另外, 这个硅质页岩年龄与新街侵入体锆石年龄 258 Ma 之间只有 3 Ma 的时差, 说明玄武岩喷发期限小于 3 Ma, 支持 Huang 和 Opdyke^[21]与 Ali 等^[22]溢流玄武岩整个喷发期限几乎不到 1 Ma 的古地磁研究结果。桂西二叠纪玄武岩与峨眉山玄武岩的关系还需要进一步研究。本年龄在连续 251 ~ 262 Ma 之间的地质事件的时间序列上是合理有效的。作者认为峨眉山玄武岩在早于 255 Ma 已经结束在本地区的活动, 这个年龄有效地约束了峨眉山玄武岩喷发的上限年龄。

致谢: 宋谢炎研究员、钟宏研究员、叶霖副研究员、朱维光副研究员、唐红峰研究员在本文成稿过程中给予了指导和帮助, 在此一并表示衷心的感谢!

参 考 文 献:

- [1] 福尔 G. 同位素地质学原理[M]. 潘曙兰, 乔广生(译), 李继亮(校). 北京: 科学出版社, 1983: 77-109.
- [2] Böhlenke J K, Kistler R W. Rb-Sr, K-Ar, and stable isotope evidence for the ages and sources of fluid components of goldbearing quartz veins in the northern Sierra Nevada Foothills metamorphic belt, California[J]. *Econ Geol*, 1986, 81: 296-322.
- [3] Boness M, Haack U, Feldmann K H. Rb/Sr-Datierung der hydrothermalen Pb-Zn-Vererzung von Bad Grund (Harz), BRD[J]. *Chem Erde*, 1990, 50: 1-25.
- [4] Gilg H A, Frei R. Chronology of magmatism and mineralization in the Kassandra mining area, Greece; The potentials and limitations of hydrothermal illites[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1994, (58): 2107-2122.
- [5] 覃振蔚, 混合等时线及其在同位素年代学中的意义[J]. 中国科学 B 辑 1987, (1): 95-103.
- [6] Haack U. Datierung mit Rb/Sr-Mischungslinien? [J]. *Ber DMiner Ges Eur J Miner*, 1990, 2(1): 86.

- [7] Haack U, Lauterjung J. Rb/Sr dating of hydrothermal overprint in Bad Grund by mixing lines. [J]. *Miner Dep*, 1993, 30: 103-114.
- [8] Schneider J, Haack U, Stedingk K. Rb-Sr dating of epithermal vein mineralization stages in the eastern Harz Mountains (Germany) by paleomixing lines [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2003, 67(10): 1803-1819.
- [9] 吴开兴. 滇西新生代富碱火成岩及其与金成矿关系—以北衙金矿为例[D]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所(博士论文), 2005.
- [10] 云南省地质局. 云南省地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1990: 1-728.
- [11] 贵州省地质局. 贵州省地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1987: 1-638.
- [12] 四川省地质局. 四川省地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1989: 1-730.
- [13] Zhou M F, Yan D P, Kennedy A K, Li Q I, Ding J. SHRIMP zircon geochronological and geochemical evidence for Neo-Proterozoic arc-related magmatism along the western of the Yangtze Block, South China[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 196: 51-67.
- [14] Zhou Mei-Fu, Malpas J, Song Xie-Yan, Robinson P T, Sun Min, Kennedy A K, Leshner C M, Keays R R. A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 196: 113-122.
- [15] Boven A, Pasteels P, Punsalan L E, et al. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints on the age and evolution of the Permo-Triassic Emeishan volcanic province, southwest China. [J]. *Asian Earth Sci*, 2002, 20: 157-175.
- [16] Erwin D H. The Permo-Triassic extinction[J]. *Nature*, 1994, 367: 231-236.
- [17] Stanley S M, Yang X. A double mass extinction at the end of the Paleozoic era [J]. *Science*, 1994, 266: 1340-1344.
- [18] Xu Y, Mei H, Xu J, Huang X, Wang Y, Chung S L. Origins of two differentiation trends in the Emeishan flood basalts [J]. *Chin Sci Bull*, 2003, 48, :390-394.
- [19] Zhang Z, Wang F. Geochemistry of two types of basalts in the Emeishan Basaltic Province: evidence for mantle plume, lithosphere interaction [J]. *Acta Geol Sin*, 2002, 76: 229-237.
- [20] Song X Y, Zhou M F, Hou Z Q, Cao Z M, Wang Y L, Li Y G. Geochemical constraints on the mantle source of the upper Permian Emeishan continental flood basalts, southwestern China[J]. *Int Geol Rev*, 2001, (43): 213-225.
- [21] Huang K, Opdyke N D. Magnetostratigraphic investigations of an Emeishan basalt section in western Guizhou Province, China[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1998, 163: 1-14.
- [22] Ali J R, Thompson G M, Song X, Wang Y. Emeishan Basalts (SW China) and the end-Guadalupian ' crisis; magnetobiostratigraphic constraints [J]. *Journal of the Geological Society, London*, 2002, 159: 21-29.
- [23] Xu Y G, Chung S L, Jahn B M, et al. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China[J]. *Lithos*, 2001, 58: 145-168.
- [24] 张正伟, 朱炳泉, 张乾, 等. 峨眉山玄武岩组铜矿化与层位关系研究[J]. *地球学报*, 2004, 25(2) : 503-508.
- [25] Xiao L, Xu Y, Chung S L, He B, Mei H. Chemostratigraphic correlation of upper Permian lavas from Yunnan province, China: extent of the Emeishan large igneous province [J]. *Int Geol Rev*, 2003, 45: 753-766.
- [26] Zhong H, Zhou X H, Zhou M F, Sun M, Liu B G. Platinum-group element geochemistry of the Hongge Fe-V-Ti deposit in the Pan-Xi area, Southwestern China[J]. *Miner Depos*, 2002, 37: 226-239.
- [27] Chung S L, Jahn B M, Wu G, Lo C H, Cong B. The Emeishan flood basalt in SW China: A mantle plume initiation model and its connection with continental breakup and mass extinction at the Permian Triassic boundary[J]. *AGU Geodynamics Series*, 1998, (27), 47-58.
- [28] Courtillot V, Jaupart C, Manighetti I, Tapponnier P, Besse J. On causal links between flood basalts and continental breakup [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, 166: 177-195.
- [29] Guo F, Fan W M, Wang Y J, et al. When did the Emeishan mantleplume activity start? Geochronological and geochemical evidence from ultramafic-mafic dykes in southwestern China[J]. *Int Geol Rev*, 2004, 46: 226-234.
- [30] 肖龙, 徐义刚, 梅厚钧, 等. 云南宾川地区峨眉山玄武岩地球化学特征: 岩石类型及随时间演化规律[J]. *地质科学*, 2003, (4): 478-494.
- [31] Ali J R, Lo Ching-hua, Thompson G M, Song Xieyan. Emeishan Basalt Ar Ar overprint ages define several tectonic events that affected the western Yangtze platform in the Mesozoic and Cenozoic[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2004, 23: 163-178.
- [32] Lo C H, Chung S L, Lee T Y, et al. Age of the Emeishan floodmagmatism and relations to Permian-Triassic boundary events [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 198: 449-458.
- [33] Zhu Bingquan, Hu Yaoguo, Zhang Zhengwei, et al. Discovery of the copper deposites with with features of the Keweenawan type in the border area of Yunnan and Guizhou Province [J]. *Science in China (D)*, 2003, 46(sup) : 60-72 .
- [34] 范蔚茗, 王岳军, 彭头平, 苗来成, 郭峰, 桂西晚古生代玄武岩 Ar-Ar 和 U-Pb 年代学及其对峨眉山玄武岩省喷发时代的约束[J]. *科学通报*, 2004, 49(18): 1892-1900.
- [35] 宋谢炎, 王玉兰, 曹志敏, 等. 峨眉山玄武岩、峨眉山地裂运动与地幔柱[J]. *地质地球化学*, 1988, (1): 47-52.
- [36] 卢记仁. 峨眉山地幔柱的动力学特征[J]. *地球学报*, 1996, 17(4): 424-437.
- [37] Koppers A A P, Morgan J P, Morgan J W, Staudigel H. Testing the fixed hotspot hypothesis using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age progressions along seamount trails [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2001, 185: 237-252.

THE AGE OF SILICEOUS SHALE IN THE LOWER PART OF THE XUANWEI FORMATION IN WEINING AND ITS GEOLOGICAL IMPLICATION

XU Lian-zhong^{1,2,3}, ZHANG Zheng-wei¹, ZHANG Qian¹, ZHU Xiao-qing¹,
ZHU Chao-hui^{1,2}, HUANG Yan^{1,2}, HUANG Hai-ming^{1,2}

(1. *Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China;*

2. *Postgraduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;*

3. *Guangdong Bao Li Hua Industry Stock Co. Ltd., Meizhou 514008, China)*

Abstract: A layer of siliceous shale and carbonaceous shale deposits occur steadily at the bottom of the uppermost Permian Xuanwei Formation, which is spread widely in the adjacent areas of Guizhou and Yunnan provinces. The deposits rest disconformably on the Emeishan Basalt Formation. This paper dated the binary isotope paleomixing line of the shale by iterative reconstruction and regression of corresponding two-component mixing line from conventional Rb-Sr dating. From the research, we obtained the shale age of 255 ± 12 Ma (MSWD = 0.17, probability = 0.96). This age not only supports the study of paleomagnetism of strata and strata chronology, but also suggests Emeishan basalts host eruption time is nearly 258 Ma. This study indicates Rb-Sr isotope chronology is applicable in Mesozoic strata and the age of 255 Ma effectively restrains the upper limit time of Emeishan basalt eruption.

Key words: siliceous shale ; paleomixing line ; Rb-Sr dating ; Emeishan basalt ; upper limit time of eruption