福建新村晶洞花岗岩的热演化史

沈渭洲① 凌洪飞① 李惠民② 李武显③ 王德滋①

(①南京大学地球科学系, 成矿作用国家重点实验室, 南京 210093; ②国土资源部天津地质矿产研究所, 天津 300170; ③中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640. Email: postgeo@nju.edu.cn)

摘要 利用同一样品中封闭温度不同的锆石 U-Pb, 全岩 Rb-Sr 以及白云母、黑云母和钾长石的 K-Ar 定年结果, 讨论了晚中生代漳州复式岩体中新村晶洞花岗岩的热演化特征. 从锆石开始结晶到黑云母 K-Ar 体系保持封闭, 岩体的冷却速率(11.0℃/Ma)和抬升速率(0.07 mm/a)较慢, 随后至钾长石 K-Ar 体系保持封闭, 冷却速率(45℃/Ma)和抬升速率(0.36 mm/a)增加. 新村岩体冷却速率先慢后快的特点可能同晚中生代时期福建沿海具有异常高的古地热梯度和新生代初期古地热梯度明显降低有关.

关键词 晶洞花岗岩 封闭温度 热历史 古地热梯度 福建新村

自 Dodson[1]提出封闭温度理论以来, 在利用同一高度不同矿物或不同高度同一矿物的同位素年龄来研究地质体的冷却和隆升史方面已取得了巨大的进展[2~9]. 在这些研究中, 对晶洞(碱性)花岗岩热演化史的研究并没有引起足够的重视. 因为人们普遍认为: 晶洞花岗岩是浅成侵入体, 冷却时间相对短暂. 赵广涛等人[5]对青岛崂山复式岩体的研究表明, 晶洞花岗岩和伴生的钙碱性花岗岩具有相似的长达 10 Ma 以上的冷却史. 本文选择福建漳州复式岩体中新村晶洞花岗岩为研究对象, 在同一个样品中选择不同的矿物作为同位素定年对象, 以进一步研究晶洞花岗岩的热演化特征.

1 地质背景

福建燕山晚期漳州复式岩体出露面积达 900 km^2, 由辉长苏长岩(上房岩体)、石英二长闪长岩(祖地和芸山岩体)、花岗闪长岩(长泰岩体)、更长环斑二长花岗岩(古农岩体)、细粒花岗岩(岩前岩体)、晶洞碱长花岗岩(新村岩体)和碱长花岗斑岩(郭坑岩体)组成(图 1). 其中新村岩体出露于复式岩体东部, 呈 NE 向带状产出(图 1), 与祖地岩体和南园组火山岩呈侵入接触. 根据粒度大小, 可分中心相(中粒)和边缘相(中细粒-细粒), 主要组成矿物为钾长石(45%~50%)、石英(25%~35%)和酸性斜长石(16%~20%), 含少量黑云母和白云母. 副矿物以磁铁矿、钛铁矿、锆石、独居石、萤石、石榴子石、磷灰石等为主, 并见有少量霓石、钠铁闪石等特征碱性暗色矿物. 晶洞构造发育, 但大小不一, 形态各异, 分布不均. 岩石富 SiO_2(75.69%~77.23%), 贫 Al_2O_3(12.14%~12.93%), 碱总量高(8.23%~9.10%), K 含量稍大于 Na(K_2O/Na_2O =1.04~1.16), 属准铝质碱性花岗岩; 它具有高的 Rb/Sr(63.0), Zr/Hf(24.0)和 Nb/Ta(13.2)值; 稀土总量较低(111.3 μg/g), 轻稀土稍富集(LREE/HREE = 4.15), 铕负异常明显(δEu = 0.15); ε_{Nd} 值(−4.8)较高, $\delta^{18}O$ 值(5.8 ‰~8.0 ‰)和 I_{Sr} 值(0.704 5)较低[10]. 上述地球化学特征显示新村碱性花岗岩体在物质成分上具有壳幔混合来源特征.

2 样品和分析方法

从同一个重砂样品中选择封闭温度不同的锆石、白云母、黑云母和钾长石作为定年对象, 单矿物纯度达 98%以上. 单颗粒锆石 U-Pb 年龄由国土资源部天津地质矿产研究所同位素实

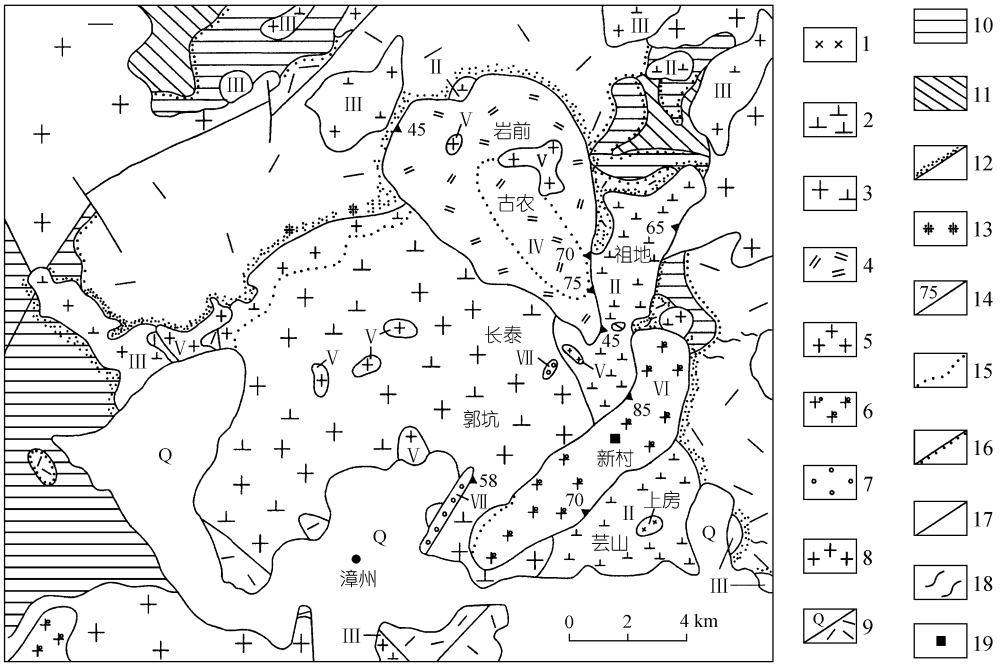

图 1　漳州复式岩体地质略图

据周珣若等人[10]. 1. **辉长苏长岩**(Ⅰ), 2. **石英二长闪长岩**(Ⅱ), 3. **花岗闪长岩**(Ⅲ), 4. **更长环斑二长花岗岩**(Ⅳ), 5. **细粒花岗岩**(Ⅴ), 6. **晶洞碱长花岗岩**(Ⅵ), 7. **碱长花岗斑岩**(Ⅶ), 8. **燕山早期花岗岩**, 9. **第四系/上侏罗统南园组火山岩**, 10. **上三叠统文宾山组和下侏罗统梨山组**, 11. **上二叠统大隆组和下三叠统溪口组**, 12. **角岩化带**, 13. **云英岩化带**, 14. **岩体侵入接触面产状**, 15. **岩相界线**, 16. **地层不整合界线**, 17. **断层**, 18.**片理**, 19. **取样位置**

验室采用 ^{205}Pb-^{235}U **混合同位素稀释法测定**[11], **全流程本底** Pb **为** 0.05 ng, U **为** 0.002 ng. **白云母、黑云母和钾长石的** K-Ar **年龄由中国科学院地质研究所同位素实验室采用稀释法测定. 分析结果列于表** 1 **和** 2.

表 1　新村岩体单颗粒锆石 U-Pb **同位素年龄** a)

序号	质量/μg	含量/ μg · g^{-1}		样品中普通铅含量/ng
		U	Pb	
1	20	6 809	1 420	0.500
2	10	2 440	565	0.170

序号	同位素原子比值				
	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
1	300	13.55	0.016 19(22)	0.107 4 (41)	0.048 13 (166)
2	165	15.16	0.016 00(28)	0.106 1 (36)	0.048 09 (129)

序号	表面年龄 / Ma		
	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
1	103.5	103.6	105.7
2	102.3	102.4	103.7

a) **括号内数字为测定误差**(2 σ). **锆石特征**：1. **黄棕色透明长柱状晶体**, 2. **浅黄色透明短柱状晶体**

表 2 新村岩体单矿物的 K-Ar 同位素年龄

样品名称	样品质量/g	K/%	$^{40}Ar^{*}(\times10^{10})$ / mol·g^{-1}	$^{40}Ar_a$/%	$^{40}Ar^{*}/^{40}K$	表面年龄/Ma
白云母	0.041 4	8.16	9.086	12.5	0.003 731	63.1 ± 1.4
黑云母	0.043 5	7.63	7.736	10.8	0.003 397	57.5 ± 1.2
钾长石	0.139 4	5.68	5.375	23.2	0.003 171	53.8 ± 1.3
钾长石	0.127 9	5.67	5.567	23.6	0.003 289	55.7 ± 1.5

3 结果和讨论

3.1 同位素定年和封闭温度

由表 1 所列的数据可知，新村岩体中锆石的表面年龄，无论是同一颗粒的 3 组表面年龄之间，还是不同颗粒之间，表面年龄值几乎完全一致，表明锆石自形成以来，U-Pb 同位素体系始终保持封闭. 在这种情况下，3 组表面年龄的平均值可以代表锆石结晶时间. 但由于半衰期差异，锆石中放射成因 ^{207}Pb 的丰度比放射成因 ^{206}Pb 的丰度约低一个数量级，因而对年轻锆石来说，$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄精度较高. 表 1 中两颗锆石 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄的权重平均值为(103.0 ± 1.1) Ma，它代表锆石结晶时间. 由表 2 所列数据可知，白云母和黑云母的 K-Ar 年龄分别为(63.1 ± 1.4)和(57.5 ± 1.2) Ma，钾长石两次测定的年龄分别为(53.8 ± 1.3) 和(55.7 ± 1.5) Ma(平均为(54.7 ± 1.4) Ma)，它们分别代表放射成因 Ar 在这些矿物中停止扩散的时间. 经北京铀矿地质研究院同位素实验室测定，由新村岩体中 3 个全岩和 3 个矿物(黑云母、钾长石和斜长石)组成的 Rb-Sr 等时年龄为(97.1 ± 2.3) Ma[10]. 全岩-矿物 Rb-Sr 等时线的线性相关好(r = 0.999)以及钾长石 K-Ar 年龄的两次测定值在误差范围内一致，表明岩体形成后没有受到后期热事件扰动.

目前对同位素体系的封闭温度已取得了较为一致的认识，本文采用的值为：锆石 U-Pb 体系(700 ± 50)℃，白云母 K-Ar 体系(350 ± 50)℃，黑云母 K-Ar 体系(300 ± 50)℃，钾长石 K-Ar 体系(150 ± 30)℃[4]. 全岩 Rb-Sr 体系的封闭温度与岩体的结晶温度相当[6]. 据周珣若等人[10]研究，新村岩体中石英熔融包裹体的始熔温度为 600℃，根据黑云母 lg f_{O_2}-T 图解获得的岩体结晶温度为 620℃. 本文取 600℃作为全岩 Rb-Sr 同位素体系的封闭温度.

3.2 岩体热演化特征

根据上述同位素定年结果以及不同同位素体系的封闭温度资料可以作出图 2，并可计算出相应时段岩体的冷却速 率. 由图 2 可知，冷却速率从 103.0 至 97.1 Ma 为 16.9℃/Ma，从 97.1 至 63.1 Ma 为 7.3℃/Ma，从 63.1 至 57.5 Ma 为 8.9℃/Ma，从 57.5 至 54.7 Ma 为 53.6℃/Ma. 上述计算表明，岩体形成的早期阶段(103.0~57.5 Ma)，冷却速率较低，为 7.3~16.9℃/Ma(平均为 11.0 ℃/Ma). 这和毗邻的长乐-南澳韧性剪切

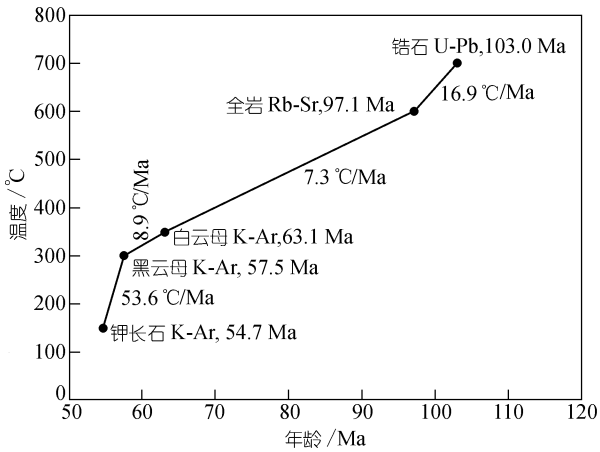

图 2 新村晶洞花岗岩体冷却速率曲线

带 Ar-Ar 热年代学研究证实的 107~70 Ma 为一缓慢冷却时期[12]是一致的. 但从 57.5 Ma 开始, 岩体的冷却速率相对加快, 为 53.6℃/Ma, 显示新村晶洞花岗岩体具有早期缓慢冷却, 晚期冷却速率相对增加的特征.

福建沿海有大量温泉分布, 水温高达 40~80℃, 最高达 97℃, 属中高温地热异常带[13], 地热梯度可达 40~80℃/km[14]. 如果按此地热梯度(取 60℃/km)计算, 新村岩体完全结晶(600℃)[10]时的深度为 10 km, 与计算获得的岩体定位深度(3 km)[10]相差太大, 而且对于晶洞花岗岩来说, 这样大的定位深度也是不合理的. 这表明现今的地热梯度不适合于晚中生代时期. 中生代, 特别是晚中生代, 福建沿海位于活动大陆边缘. 由于太平洋板块向中国东南大陆俯冲, 该区中生代岩浆活动十分强烈. 因此, 在板块下插过程中产生大量的摩擦热、大规模岩浆侵入或喷出带来巨大热量以及玄武岩底侵长期供热(500~700℃)[15]的联合影响下, 该区晚中生代时期的古地热梯度应是很高的. 据周江羽等人[13]研究, 燕山晚期福建沿海地区的地热梯度大于 150℃/km. 如果按此地热梯度计算, 新村岩体的定位深度为 4 km, 与计算的定位深度(3 km)[10]相近. 这表明, 采用地热梯度 150℃/km 是基本合理的. 在这一前提下, 新村晶洞花岗岩体的热演化史可概括如下:

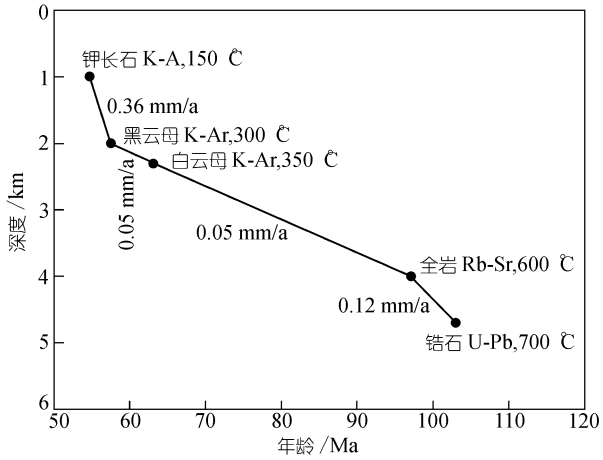

图 3　新村晶洞花岗岩体抬升速率曲线

岩体初始侵位(表现为锆石已结晶, 但岩浆没有完全固结, 温度约 700℃)深度为 4.7 km (图 3). 随着岩浆缓慢上升, 至 97.1 Ma 运移至地下 4 km 处并完全固结, Rb-Sr 时钟启动. 在这一段时间内抬升速率为 0.12 mm/a, 冷却速率为 16.9℃/Ma. 随着地壳隆升, 岩体位置不断升高, 温度不断降低. 从 97.1 至 63.1 Ma, 岩体位置升高至地下 2.3 km 处, 白云母 K-Ar 时钟启动, 这一期间的抬升速率为 0.05 mm/a, 冷却速率为 7.3℃/Ma. 从 63.1 至 57.5 Ma, 岩体位置升高至地下 2 km 处, 黑云母 K-Ar 时钟启动, 这一时期的抬升速率为 0.05 mm/a, 冷却速率为 8.9℃/Ma. 从 57.5 至 54.7 Ma, 岩体位置升高至地下 1 km 处, 钾长石 K-Ar 时钟启动, 在这一期间, 岩体的抬升速率和冷却速率相对加快, 分别为 0.36 mm/a 和 53.6℃/Ma. 57.5Ma 以后, 岩体抬升和冷却速率相对加快的原因, 可能同该区因岩浆活动趋于停止、玄武岩底侵消退而导致地热梯度的明显下降有关.

上述研究表明, 新村晶洞花岗岩体的冷却时间较长(> 40 Ma), 它在岩浆侵位固结初期(103~58 Ma)的冷却速率和抬升速率均较缓慢, 反映晚白垩世时期由于福建沿海地区具有很高的古地热梯度而使岩体具有缓慢的冷却过程. 此后, 由于地热梯度降低, 岩体的冷却速率和抬升速率相对加快.

致谢　周新民教授审阅全文并提出宝贵修改意见, 作者表示衷心的感谢. 本工作为国家自然科学基金(批准号: 49632080)和国土资源部同位素地质开放研究实验室资助项目.

参 考 文 献

1 Dodson M H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological system. Contrib Mineral Petrol, 1973, 40: 259~274

2 陈祥高, 张宗奎. 北京房山花岗闪长岩裂变径迹年龄测定和热历史的探讨. 科学通报, 1983, (6): 357~359

3 郑永飞, 傅 斌, 龚 冰. 安徽黄梅尖岩体热历史及其与成矿关系. 地质学报, 1995, 69(4): 337~348

4 郑永飞, 魏春生, 王峥嵘, 等. 大龙山岩体冷却史及其成矿关系的同位素研究. 地质科学, 1997, 32(4): 465~477

5 赵广涛, 王德滋, 曹钦臣, 等. I-A 型复合花岗岩体的热演化及其意义——以崂山花岗岩体为例. 中国科学, D 辑, 1998, 28(4): 296~302

6 Harrison T M, Armstrong R E, Naeser C W, et al. Geochronology and thermal history of the Coast Plutonic Complex, near Prince Rupert, British Columbia. Can J Earth Sci, 1979, 16: 400~410

7 Dallmeyer R D, VanBreeman V. Rb-Sr whole rock and $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral ages of the Togus and Hallowell quartz monzonite and three mile Pond granodiorite plutons, south-central Maine: their bearing on post-Acadian cooling history. Contrib Mineral Petrol, 1981, 78: 61~73

8 Chen C H, DePaolo D J, Lan C Y. Rb-Sr microchrons in the Manaslu granite: Implications for Himalayan thermochronology. Earth Planet Sci Lett, 1996, 143: 125~135

9 Ortega-Rivera A, Farrar E, Hanes J A, et al. Chronological constraints on the thermal and tilting history of the Sierra San Pedro Martir pluton, Baja California, Mexico, from U-Pb, $^{40}Ar/^{39}Ar$ and fission track geochronology. Geol Soc Amer Bull, 1997, 109: 728~745

10 周珣若, 吴克隆. 漳州 I-A 型花岗岩. 北京: 科学出版社, 1994. 4~106

11 陆松年, 李惠民. 蓟县长城系大红峪组火山岩的单颗粒锆石 U-Pb 法准确定年. 中国地质科学院院报, 1991, 22: 137~146

12 王志洪, 卢华复. 长乐-南澳韧性剪切带 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 热年代学研究. 中国科学, D 辑, 1997, 27(4): 294~299

13 周江羽, 吴冲龙, 庄新国. 浙闽粤东部地热场研究及其意义. 地质科技情报, 1997, 16(2): 7~12

14 王 均. 东南沿海地区地热场的形成及其分布规律. 地震地质, 1985, 7(1): 49~57

15 周新民, 李武显. 中国东南部晚中生代火成岩成因: 岩石圈消减和玄武岩底侵相结合的模式. 自然科学进展, 2000, 10(3): 240~247

(2000-01-26 收稿, 2000-04-07 收修改稿)