

# 张广才岭新华屯岩体的形成 时代与成因研究\*

吴福元 林 强 葛文春 孙德有

(长春科技大学地球与行星科学系, 长春 130061)

主题词 岩石成因 地球化学 新华屯岩体 张广才岭

提 要 全岩-矿物的锶同位素研究表明, 出露在张广才岭花岗岩带上的新华屯岩体属中侏罗世晚期的产物, 其同位素年龄为 160~165Ma, 表明该晶洞花岗岩体不属于印支期。地球化学研究结果显示, 该岩体属于长英质“1”分异型, 并在岩体就位和岩浆结晶过程中存在少量地壳物质的混染, 但控制岩体成分变化的主要因素仍是矿物的结晶分异作用。年轻的钆同位素模式年龄表明该区存在新元古-显生宙的地壳增生。

近几年来, 我国北方造山带中的花岗岩研究取得明显的进展, 其中最突出的就是将该造山带东段原来大面积的海西花岗岩解体, 并确定其主体岩石的形成时代为晚印支期, 进而阐述了花岗岩的成因与构造发展的关系<sup>[1-5]</sup>。但由于该造山带面积巨大, 仅东段出露的花岗岩体就多达 500 余个, 也由于露头等方面的原因, 给运用地质方法确定这些花岗岩体的时代带来极大的困难, 而目前有可靠同位素年龄数据的岩体又极为有限, 因此加强该造山带中花岗岩的定年工作刻不容缓。

本文以作者最近获得的资料为基础, 确定出露在张广才岭花岗岩带上的新华屯岩体的形成时代, 并利用包括 Sr、Nd 同位素在内的地球化学数据来讨论岩体成因问题。

## 1 岩体区域地质概况

新华屯岩体位于哈尔滨东约 60km 的张广才岭地区(图 1), 岩体呈近圆形, 出露面积约 160km<sup>2</sup>。主要岩石类型为花岗闪长岩、二长花岗岩、钾长花岗岩、碱长花岗岩和花斑岩, 偶见可能为早期结晶物的含针状磷灰石晶体的暗色闪长岩包体。由于野外露头较差, 难以圈定不同岩性的具体分布范围, 但总体上花岗闪长岩分布在岩体的外围, 而正长花岗岩和碱长花岗岩分布于岩体的内侧。主体岩石具中-粗粒等粒结构和晶洞构造。主要矿物组成为石英、碱性长石和斜长石。在偏基性的花岗闪长岩中出现少量黑云母及斜长石斑晶, 呈现半自形粒状结构。当有黑云母出现时, 黑云母经常以条带状形式组成暗色矿物层, 表明存在明显的岩浆分离结晶作用。

\* 教育部(原国家教委)优秀青年教师基金、留学回国人员基金和博士点基金资助项目研究成果。  
第一作者简介 吴福元, 男, 1962 年生, 教授, 从事岩石学专业研究。  
收稿日期 98-03-11, 改回日期 98-06-24

岩体侵入的围岩主要为板岩、粉砂岩和中性火山碎屑岩, 夹少量大理岩及凝灰质熔岩, 但其具体地层时代不明, 目前倾向认为三叠纪<sup>[1]</sup>。覆盖岩体的最老地层为晚侏罗世的帽儿山组, 岩石为中酸性火山岩、火山碎屑岩。岩体同时被晚中生代的小型花岗闪长岩体侵入。因此, 从地质上还不能准确地确定该岩体的形成时代。原 1:20 万区测报告将其定为海西晚期第四侵入期(晶洞白岗质花岗岩组), 新出版的“黑龙江区域地质志”将其归入晚印支期<sup>[1]</sup>, 并被当作晚印支期“A”型花岗岩的代表<sup>[3]</sup>, 但并没有可靠的同位素年龄资料的支持。

作者对该岩体进行了系统采样, 并选取其中的六个新鲜样品和一个闪长质包体进行了同位素测定, 其结果表明它的形成时代既不是海西期的晚古生代, 也不是晚印支期的早中生代, 而是晚中生代的中侏罗世。

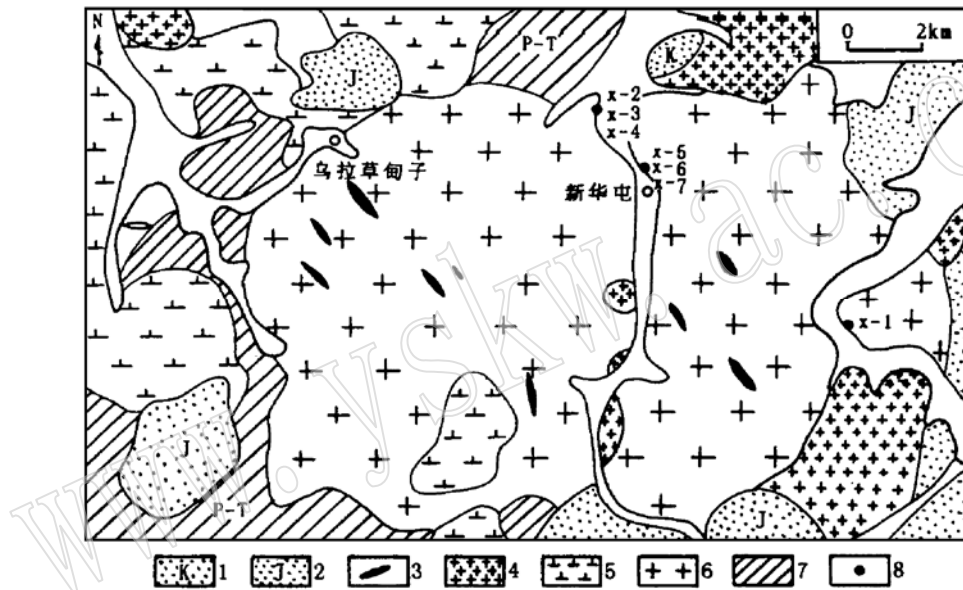


图 1 新华屯岩体简要地质图

Fig. 1 Diagrammatic geological map of Xinhuatun pluton

1—白垩纪碎屑岩; 2—侏罗纪火山岩; 3—中生代脉岩; 4—中生代花岗岩体; 5—早期花岗岩体; 6—新华屯岩体; 7—晚古生代—早中生代地层; 8—采样点

## 2 实验方法

样品的地球化学数据由作者在法国雷恩大学地球化学与地质年代学实验室测定。主要元素和微量元素用 Philips PW 1480 XRF 光谱仪测定, 主要元素分析误差一般在 1%~3%。对于含量大于 20( $10^{-6}$ )的微量元素来说, 其分析误差约为 5%; 而对于含量小于 20( $10^{-6}$ )的微量元素来说, 其分析误差可达 10%。稀土元素含量由同位素稀释法测定, 测定误差约等于 3%。

样品的同位素测定程序如下: 先挑选新鲜样品研磨至 200 目以下, 选取约 0.2~0.4g 粉

末,用  $\text{HNO}_3$  (高浓度)和  $\text{HF}$  溶解,并将容器置于  $100\sim 120^\circ\text{C}$  的热板上密封  $7\sim 10$  天,然后蒸干溶液,重新用  $\text{HNO}_3$  (高浓度) +  $\text{HFHCl} + \text{HClO}_4$  再溶解  $3\sim 5$  天,以保证不再有矿物残留存在。再次蒸干,并用  $6\text{N HCl}$  溶解获得最后的溶液。

选取上述溶液的一部分加入稀释剂作  $\text{Sr}$ 、 $\text{Nd}$  同位素分析,一部分加入混合稀释剂作稀土元素含量分析。同位素分离为两个步骤,第一步在  $1\times 18\text{cm}$  的离子交换树脂柱上分离出  $\text{Rb}$ 、 $\text{Sr}$  和富含稀土元素的部分,第二步是将上述富含稀土元素的溶液在  $\text{Teflon}$  离子交换柱 ( $0.6\times 7\text{cm}$ ) 上分离,分别收集  $\text{Sm}$  和  $\text{Nd}$ ,蒸干留待质谱分析。

$\text{Rb}$  元素含量是在单接收器的 Cameca TSN 206 质谱仪上测定的,运用双灯丝以提高信号强度,考虑各个环节后的实验误差小于  $2\%$ 。 $\text{Sr}$ 、 $\text{Sm}$  和  $\text{Nd}$  同位素比值及元素含量是在多接收器的 Finnigan MAT-262 质谱仪上测定的,其元素含量误差小于  $0.5\%$ ,且获得的  $\text{Sm}$ 、 $\text{Nd}$  数值结果与由稀土元素含量分析所测定的  $\text{Sm}$ 、 $\text{Nd}$  数值具有很高的一致性。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值采用  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$  进行标准化,对标准样  $\text{NBS}-987$  的七次测定结果是  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710259 \pm 6$ 。 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  比值采用  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  进行标准化,对标准样  $\text{Ames}$  的六次测定结果是  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511958 \pm 7$ 。文中涉及的有关符号及其定义如下:

$$\epsilon_{\text{Nd}}(t) = [({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{s,t} / ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR},t} - 1] \times 10000$$

$$f_{\text{Sm}/\text{Nd}} = [({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_s / ({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}] - 1$$

$$T_{\text{DM}} = 1/\lambda_{\text{Sm}} \ln \{ 1 + [({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_s - ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}] / [({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_s - ({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}] \}$$

式中下角标  $s$  代表样品,下角标  $\text{DM}$  代表亏损地幔,下角标  $\text{CHUR}$  代表球粒陨石,  $({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_s$  和  $({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_s$  分别代表样品现今的同位素比值,  $({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}$  和  $({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}$  分别代表亏损地幔现今的同位素比值,其中  $({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.2137$ ,  $({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.51315$ ,  $({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}$  和  $({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}$  分别代表球粒陨石的同位素比值,即  $({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$ ,  $({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.1967$ ,  $({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR},t} = 0.512538 - 0.1967(e^{\lambda_{\text{Sm}}t} - 1)$ ,  $({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{s,t} = ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_s - ({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_s(e^{\lambda_{\text{Sm}}t} - 1)$ 。衰变常数  $\lambda_{\text{Rb}} = 1.42 \times 10^{-10} \text{a}^{-1}$ ,  $\lambda_{\text{Sm}} = 0.654 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$ 。

等时线年龄计算采用 Ludwig (1990) 的 ISOPLOT 程序<sup>[6]</sup>,年龄误差用  $2\sigma$  来表示,其输入误差为:  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 2\%$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.01\%$ 。

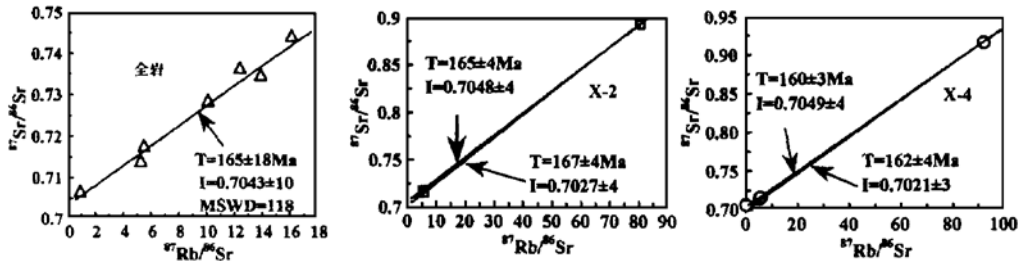


图2 新华屯岩体  $\text{Rb}-\text{Sr}$  同位素等时线

Fig. 2  $\text{Rb}-\text{Sr}$  isochron crues of Xinhuatun pluton

### 3 年龄结果讨论

表1和图2为本次实验的测定结果。七个全岩样品的Rb、Sr等时线年龄为 $T = 165 \pm 18\text{Ma}$  [ $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7043 \pm 0.0010$ ,  $\text{MSWD} = 118$ ]。很明显,该等时线误差较大。但X-2号(花岗闪长岩)样品全岩、钾长石及黑云母给出的年龄为 $T = 165 \sim 167 \pm 4\text{Ma}$ ; X-4号(花岗闪长岩)样品全岩、钾长石、斜长石和黑云母给出的年龄为 $T = 160 \sim 162 \pm 4\text{Ma}$ 。由于新华屯岩体岩石样品新鲜,黑云母基本无蚀变,仅钾长石略有高岭土化。因此,X-2号和X-4号样品的全岩-矿物等时线年龄应代表了岩体的就位年龄。考虑钾长石在后期蚀变作用过程中的稳定性,上述数据得出的年龄值应为 $T = 160 \sim 165\text{Ma}$ ,初始锶同位素比值为 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7045$ 左右。这一年龄值与由六个全岩样品的Sm、Nd参考等时线年龄( $T = 160\text{Ma}$ )基本一致,同时也与其被晚侏罗世帽儿山组火山岩地层覆盖的地质特征吻合。

### 4 岩体成因的地球化学制约

表2列出了新华屯岩体岩石的主要元素和微量元素的成分。其微量元素比值蛛网图和稀土元素分配型式如图3和图4所示。我们将根据这些资料,结合Sr、Nd同位素来讨论该岩体的岩石成因。

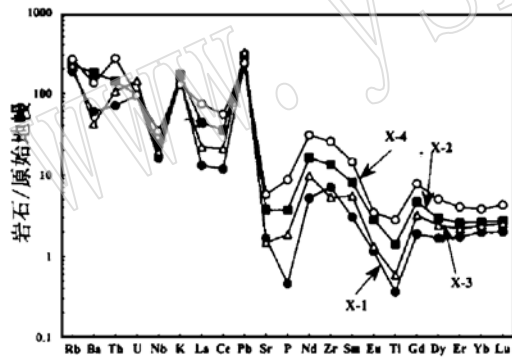


图3 新华屯岩体微量元素原始地幔标准化图  
(标准化值引自 Sun and McDonough, 1989<sup>[7]</sup>)

Fig. 3 primitive mantle-normalized trace element patterns of rocks from Xinhuatun pluton

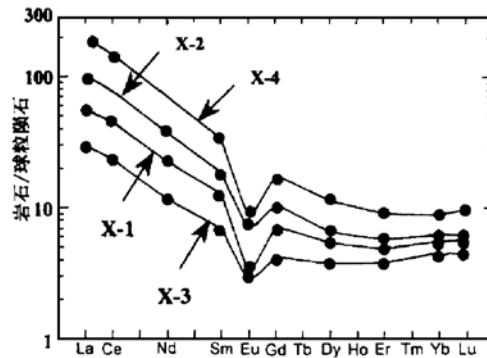


图4 新华屯岩体稀土元素分配型式  
(标准化值引自 Masuda et al., 1973<sup>[8]</sup>)

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns of rocks from Xinhuatun pluton

#### 4.1 岩体成因类型:“I”型还是“A”型?

新华屯岩体岩石成分的最大特点是富硅、钾、钠,而贫铁、镁、钙、钛,在化学成分分类图中(图5),属于过铝系列岩石。但这并不表明它属于富铝的“S”型花岗岩。由表2数据可以看出,该岩体岩石不仅Rb含量低,而且其 $\text{P}_2\text{O}_5$ 含量随 $\text{SiO}_2$ 含量的增加而减少;同时,由图2确定的初始锶比值 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 仅为0.7045,明显与“S”型花岗岩不符;其矿物组合为石英

表1 张广才岭新华屯岩体 Sr、Nd 同位素成分

Table 1 Sr, Nd isotopic composition of Xinhuatun pluton in Zhanguangcailing

样品号	岩性	Rb( $10^{-6}$ )	Sr( $10^{-6}$ )	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma_m$	Sm( $10^{-6}$ )	Nd( $10^{-6}$ )
X-1	正长花岗岩	112.1	32.00	10.16	0.728612	6	1.35	7.10
X-2	花岗闪长岩	144.5	75.52	5.54	0.717756	6	3.62	22.29
	黑云母	409.6	14.96	80.66	0.894020	6		
	钾长石	203.6	106.8	5.56	0.715879	6		
X-3	花岗闪长岩	127.4	29.60	12.49	0.736430	6	2.47	13.39
X-4	花岗闪长岩	169.1	92.39	5.30	0.714201	7	6.42	41.67
	黑云母	592.8	18.93	92.44	0.915324	8		
	钾长石	237.3	120.12	5.72	0.715362	8		
	斜长石	19.1	281.44	0.20	0.704936	6		
X-5	闪长岩(包体)	117.5	377.82	0.90	0.706616	5	4.60	19.13
X-6	正长花岗岩	134.7	27.95	13.98	0.734809	6	2.82	13.16
X-7	碱长花岗岩	146.7	26.30	16.20	0.744306	7	3.17	14.53
样品号	岩性	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma_m$	$I_{\text{Sr}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	$T_{\text{DM}}(\text{Ma})$
X-1	正长花岗岩	0.1152	0.512674	7	0.7048	2.42	-0.41	737
X-2	花岗闪长岩	0.0982	0.512662	9	0.7048	2.54	-0.50	645
X-3	花岗岩闪长岩	0.1116	0.512686	6	0.7071	2.73	-0.43	693
X-4	花岗闪长岩	0.0932	0.512670	7	0.7018	2.81	-0.53	608
X-5	闪长岩(包体)	0.1452	0.512688	8	0.7045	2.06	-0.26	1028
X-6	正长花岗岩	0.1296	0.512700	8	0.7020	2.62	-0.34	816
X-7	碱长花岗岩	0.1317	0.512709	6	0.7063	2.76	-0.33	820

表2 张广才岭新华屯岩体化学成分

Table 2 Chemical composition of Xinhuatun pluton in Zhanguangcailing

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	Total							
X-1	76.41	0.08	12.70	0.62	0.01	0.08	0.43	3.70	4.61	0.01	0.47	99.12							
X-2	73.88	0.31	12.55	2.19	0.13	0.61	0.51	3.12	5.16	0.08	0.46	99.00							
X-3	76.54	0.13	12.45	0.87	0.05	0.11	0.44	3.88	4.27	0.04	0.40	99.18							
X-4	68.91	0.62	13.45	4.43	0.28	1.22	1.10	3.93	3.88	0.19	0.64	99.65							
X-5	63.00	0.57	17.37	3.89	0.05	1.30	2.54	5.67	1.58	0.27	2.03	98.27							
X-6	76.51	0.11	12.39	0.74	0.02	0.16	0.49	3.74	4.45	0.03	0.43	99.07							
X-7	75.47	0.11	12.92	0.69	0.02	0.11	0.45	3.49	4.82	0.02	0.49	98.59							
	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Co	V	Ni	Cr	Ba	Ga	Cu	Zn	Th	U	Pb	La	Ce	Nd
X-1	11.5	79	4	35	119	<1	4	4	9	416	15	3	10	6	2	17	9	21	5
X-2	16.9	150	12	78	143	2	17	1	3	1258	15	2	56	12	2	21	30	63	25
X-3	13.8	59	7	31	140	1	7	2	6	294	13	<1	16	9	3	23	15	37	13
X-4	24.4	289	24	121	167	5	36	4	7	939	19	2	96	23	2	17	51	98	40
X-5	12.4	210	21	413	125	8	67	3	5	501	21	201	31	4	3	11	23	49	23
X-6	20.8	84	14	33	142	<1	8	2	3	174	14	1	20	10	5	22	14	33	9
X-7	19.2	98	20	28	154	1	7	2	3	131	14	5	27	14	11	22	15	34	13
	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	Eu/Eu*								
X-1	9.290	18.99	7.002	1.334	0.193	1.116	1.227	0.831	0.970	0.148	0.47								
X-2	31.84	63.78	22.09	3.592	0.469	2.765	2.146	1.235	1.305	0.202	0.44								
X-3	17.63	36.63	13.27	2.454	0.221	1.900	1.763	1.046	1.173	0.187	0.30								
X-4	62.79	118.0	41.91	6.441	0.575	4.664	3.692	1.933	1.874	0.317	0.31								

注:主元素(%)由XRF方法测定;微量元素( $10^{-6}$ )由XRF方法测定;稀土元素( $10^{-6}$ )由同位素稀释法测定。

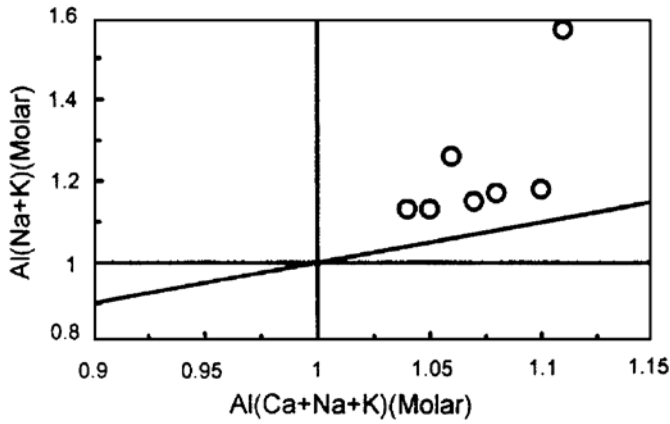


图5 新华屯岩体岩石 Shand 指数分类图  
Fig. 5 Classification of rocks of Xinhuatun pluton according to Shand Indexes

型花岗岩。

#### 4.2 同位素成分变化的 AFC 过程

由表 1 可见,新华屯岩体的各种岩石类型之间显示一定程度的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  值的变化,而  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  值基本保持不变,这很显然不是由于分析误差造成的。因为假设岩石的 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  值为 10~20(新华屯岩体的最大值为 16.2),其实验分析误差为 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 2\%$ ,则当  $T = 165\text{Ma}$  时,所产生的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  误差为 0.0009~0.0017,这一数值明显小于新华屯岩体各种岩石类型之间的差值(0.7018~0.7071)。

因此,这种成分变化应来源于岩浆结晶过程中的地壳物质混染作用,且这种地壳物质具有较高含量的 Sr 和较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值,从而使  $K_{\text{Sr}/\text{Nd}}$  ( $K_{\text{Sr}/\text{Nd}} = [\text{Sr}/\text{Nd}]_A / (\text{Sr}/\text{Nd})_B$ ) 值较小。模拟表明,5% 地壳物质的混染便可造成目前所具有的同位素成分变化。但是,在 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 1/\text{Sr}$  图解上,上述成分点并不呈直线分布,有可能反映在地壳物质混染作用过程中存在矿物结晶作用,即该岩体的成分变化应属于一种地壳混染-矿物分离结晶的 AFC 过程<sup>[12]</sup>。但由于详细的矿物分离结晶相及其分离比例并不清楚,同时对花岗质岩石及有关矿物的 Sr、Nd 分配系数的了解并不确切,因此可信的地球化学模拟目前还不现实。

#### 4.3 岩浆分离结晶作用的矿物学制约

前已述及,新华屯岩体经历了地壳混染-矿物分离结晶作用的 AFC 过程,但地壳物质的混染比例较低,岩石成分变化的主要因素应受控于岩浆分离结晶作用。在有关图解上岩石表现出的成分连续变化也反映岩浆分离结晶作用的存在。

元素比值蛛网图(图 3)上 Ti 和 P 的明显负异常反映存在钛铁矿和磷灰石的分离,而 Eu 的负异常反映斜长石和钾长石在岩浆结晶过程中发生了分离。斜长石的分离,同时还产生 Sr 的负异常;而钾长石的分离同时产生 Ba 的负异常。Fe、Mg、Mn、Cr、Ni、Co 等元素的低含量还表明存在黑云母的分离,即主要元素和微量元素含量的变化受控于主要造岩矿物的分离结晶作用。

+ 钾长石 + 斜长石 + 微量黑云母,也与“S”型花岗岩存在显著区别。尽管该岩体部分岩石存在晶洞构造,但它并不属于过碱性系列岩石,同时也并没有出现碱性暗色矿物,因此它也不属于“A”型花岗岩。从有关微量元素的含量来看,该岩体岩石的 Zr、Nb、Y、La、Ce、Sc、Zn 和 Ga 含量较低。在 Whalen 等<sup>[9]</sup>提出的分类判别图解上,岩石成分点位于“A”型花岗岩和其它类型花岗岩之间,进一步判别它属于一种 Chappell and White<sup>[10]</sup> 和 King 等<sup>[11]</sup> 所定义的高度分异的长英质“I”

但稀土元素的变化并非如此。稀土元素的配分曲线(图4)显示,随着岩浆结晶作用的进行,稀土元素总量逐渐降低,反映分配系数大于1的副矿物发生了分离。La—Sm和Ce—Dy的对数坐标变异图显示,褐帘石和磷灰石的分离是造成新华屯岩体稀土元素成分变化的主要原因(图6)。

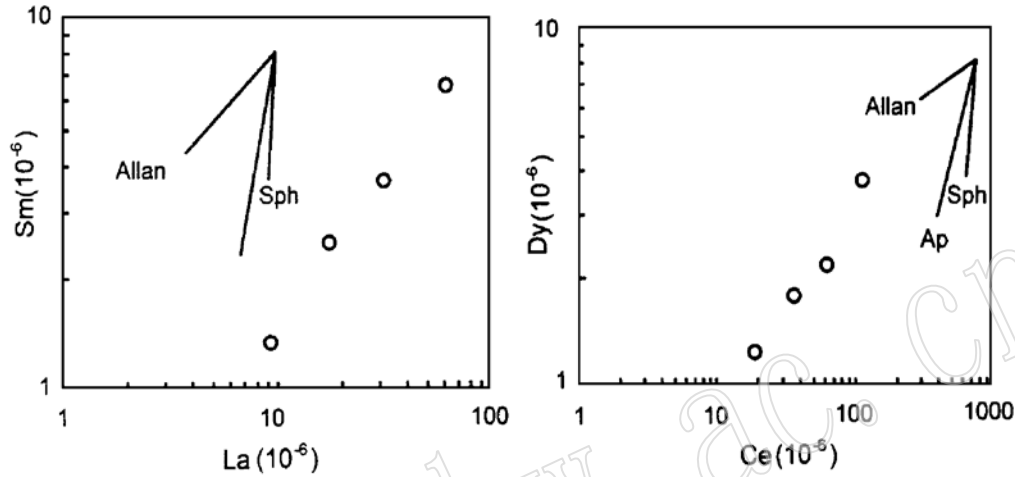


图6 新华屯岩体岩石的La—Sm和Ce—Dy成分变异  
(矢量代表5%的分离结晶作用,但褐帘石为0.1%)

Fig. 6 La—Sm and Ce—Dy variation diagram of rocks from Xinhuatun pluton  
Ap—磷灰石; Sph—榍石; Allan—褐帘石

总之,矿物的分离结晶作用是造成新华屯岩体各岩石类型间成分变异的主要因素,但不同矿物对不同元素的影响程度不同。黑云母和长石的分离造成主要元素和微量元素的变化,而副矿物褐帘石和磷灰石的分离是稀土元素变化的主要原因。

#### 4.4 钨模式年龄与地壳增生

新华屯岩体在同位素上的最大特点就是低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值和高的 $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ 值,同时具有较年轻的Nd模式年龄。对这种同位素特点一般有两种解释:一种观点认为,高 $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ 和年轻Nd模式年龄值的岩石多来源于地幔<sup>[13]</sup>;另一种观点认为,其Nd模式年龄代表源岩的形成时代<sup>[14]</sup>。但无论采取何种解释,它都表明本区在新元古—显生宙期间发生了明显的地壳增生。中国东北地区具此种同位素特点岩石的大面积分布,对研究全球新元古—显生宙地壳增生具有十分重要的意义。

## 5 讨论

从大兴安岭至张广才岭的中国东北地区,晚中生代的长英质“1”分异型花岗岩极为发育,这些花岗岩岩石形成的构造背景是目前难以回答的问题。目前的研究支持长英质“1”分异型花岗岩和“A”型花岗岩的形成与伸展构造体制有关<sup>[15]</sup>。尽管在Pearce等的有关判别图解上<sup>[16]</sup>,新华屯岩体的岩石投影在火山弧花岗岩区,但作者不赞成它的形成与板块的俯

冲有关,因为任何板块的俯冲都无法解释东北地区大面积此类花岗岩的分布。作者倾向于认为,本区的这种花岗岩与古亚洲域闭合以后的造山后伸展作用有关。由于造山后崩塌作用的影响,诱发深部热流与物质的大面积上升,并与地壳深部早先存在的岩石发生相互作用,进而形成本区的花岗岩。从这个意义上讲,花岗岩浆的成分只受控于它的源岩成分和熔融条件,构造背景上只是间接地与岩浆岩成分相关。

江博明教授亲自参与了数据的测试和处理,对法国雷恩第一大学地球化学与同位素年代学实验室其他人员的帮助,也一并表示感谢。

#### 参 考 文 献

- 1 黑龙江省地矿局. 黑龙江省区域地质志. 地质出版社, 1993.
- 2 李之彤、赵春荆. 小兴安岭—张广才岭花岗岩带的形成和演化. 见: 李之彤主编. 中国北方花岗岩及其成矿作用论文集. 地质出版社, 1991, 66~75.
- 3 李之彤、赵春荆. 东北北部三叠纪 A 型花岗岩的初步研究. 见: 沈阳地质矿产研究所编. 中国地质科学院沈阳地质矿产研究所集刊, 第 1 号. 地震出版社, 1992, 96~108.
- 4 许文良、孙德有、周 燕. 满洲里—绥芬河地学断面岩浆作用和地壳结构. 地质出版社, 1994.
- 5 赵春荆、彭玉鲸、党增叙等. 吉黑东部构造格架及地壳演化. 辽宁大学出版社, 1996.
- 6 Ludwig K R. ISOPLLOT: A plotting and regression program for radiogenic isotopes data, for IBM-PC compatible computers. In: USGS Open-file report 88-557, Version 2.12, 1990, 31.
- 7 Sun S S and McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunderson A D and Norry M J. ed. Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soci. Spec. Pub. 1989, 42: 313~345.
- 8 Masuda A, Nakamura N and Tanaka T. Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta. 1973, 37: 239~244.
- 9 Whalen J B, Currie K L and Chappell B W. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contrib. Mineral. Petrol. 1987, 95: 407~419.
- 10 Chappell B W and White A J R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci. 1992, 83: 1~26.
- 11 King P L, White A J R, Chappell B W and Allen C M. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. J. Petrol. 1997, 38: 371~391.
- 12 DePaolo D J. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. Earth Planet. Sci. Lett. 1981, 53: 189~202.
- 13 Farmer G L and DePaolo D J. Origin of Mesozoic and Tertiary granite in the Western United States and implications for Pre-Mesozoic crustal structure I: Nd and Sr isotopic studies in the geocline of the Northern Great Basin. J. Geophys. Res. 1983, 88: 3379~3401.
- 14 吴福元、江博明、林强. 中国北方造山带造山后花岗岩的同位素特点与地壳生长意义. 科学通报, 1997, 42: 2188~2192.
- 15 Sylvester P J. Post-collisional alkaline granites. J. Geol. 1989, 97: 261~280.
- 16 Pearce J A, Harris N B W and Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol. 1984, 25: 956~983.



## The Petrogenesis and Age of Xinhuatun Pluton in Zhangguangcailing

Wu Fuyuan    Lin Qiang    Ge Wenchun    Sun Deyou

(Department of Earth and Planetary Sciences, Changchun University of Science  
and Technology, Changchun 130061)

**Key words:** petrogenesis; geochemistry; Xinhuatun pluton; ZHanguangcailing

### Abstract

The whole rock and mineral Rb – Sr isotopic dating suggests that the Xinhuatun pluton located in Zhangguangcailing of Northeast China was emplaced in Middle Jurassic with isotopic ages of 160~165Ma, rather than belonging to Indosinian.

Geochemical studies indicate that this pluton is of fractionated felsic I-type and experienced slight contamination by crustal material during its emplacement and crystallization. However, the major factor responsible for chemical variation seems to have been mineral fractionation. The young Nd model ages suggest a significant crustal growth in the period of Neoproterozoic – Phanerozoic.