

# 古太平洋板块俯冲对延边地区深部地壳的置换作用： 显生宙花岗岩的 Nd 同位素制约

黄秘伟<sup>1,2</sup>, 郭 锋<sup>1</sup>, 赵 亮<sup>1</sup>, 李竞妍<sup>1,2</sup>

(1.中国科学院 广州地球化学研究所, 同位素地球化学国家重点实验室, 广东 广州 510640; 2.中国科学院 大学, 北京 100049)

**摘 要:** 延边地区晚古生代-早白垩世花岗岩的 Nd 同位素研究显示, 该区可以富尔河-古洞河断裂为界划分为南北两个岩区。北区显示亏损、年轻的源区特征( $\epsilon_{Nd}(t)=-0.7\sim+3.8$ ,  $t_{DM2}=691\sim976$  Ma), 南区可能继承了古老富集端元组分( $\epsilon_{Nd}(t)=-13.6\sim-0.6$ ,  $t_{DM2}=1004\sim2166$  Ma)。从二叠纪到白垩纪, 北区花岗岩的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值随着年龄变新递减, 南区的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值则随着年龄变新递增, 并在早白垩世时两区花岗岩的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值达到基本相同。这种 Nd 同位素组成的变化趋势, 说明南北两区深部地壳物质组成随时间变新而趋于均一化, 反映了北区和南区先前存在的古亚洲洋型增生地壳和华北克拉通古老再循环地壳, 在中生代期间遭受了古太平洋板块俯冲形成的新增生弧地壳的强烈改造和置换, 使得两区深部地壳组成在白垩纪时基本一致。该研究结果为深入理解中生代古太平洋俯冲作用对东北地区深部地壳的改造过程提供了可靠的同位素地球化学制约。

**关键词:** 古太平洋板块俯冲; 置换作用; Nd 同位素; 花岗岩; 延边地区

中图分类号: P597 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2015)03-0446-014

## 0 引 言

延边地区位于吉林省东部, 在大地构造分区上属于兴蒙造山带东南部, 东邻新生代日本海弧后盆地, 南接华北克拉通, 北靠佳木斯-兴凯地块, 属于古亚洲洋构造域与古太平洋构造域叠加部位(图 1), 一直以来是地质学家们深入探讨两大构造域叠加与转换过程最理想的地区之一(Zhang et al., 2004; Jia et al., 2004; 唐克东等, 2004; Guo et al., 2007; 彭玉鲸等, 2012; Zhou and Wilde, 2013)。

大陆地壳在形成和演化过程中经历了复杂的增生、改造甚至置换作用(Jahn et al., 2000; Rudnick and

Gao, 2003; Zhai et al., 2007)。延边地区存在华北克拉通的古老再循环地壳, 在古生代期间由于古亚洲洋的俯冲、消减导致了强烈的地壳增生作用, 在中生代由于古太平洋板块的俯冲作用也存在新增生的弧地壳(Wu et al., 2000; Windley et al., 2007; Guo et al., 2010; Xu et al., 2013; Ma et al., 2015)。这些发生在不同时期的地壳增生和改造过程势必留下印记。

花岗岩形成于地壳深部物质的大比例部分熔融, 现今出露地表的花岗岩, 其初始同位素比值能较好地记录岩浆发生熔融时源区的同位素组成, 它们是研究深部地壳物质组成和改造的重要“窗口”(Chen and Jahn, 1998)。目前对延边地区大面积出露的花岗

收稿日期: 2015-01-24; 改回日期: 2015-03-10

项目资助: 国家重点基础研究发展计划(973 项目)(2013CB429804)资助。

第一作者简介: 黄秘伟(1988-), 男, 硕士研究生, 地球化学专业。Email: huangmiwei@tom.com

通信作者: 郭锋(1971-), 男, 研究员, 主要从事岩石学、地球化学方面研究。Email: guofengt@263.net

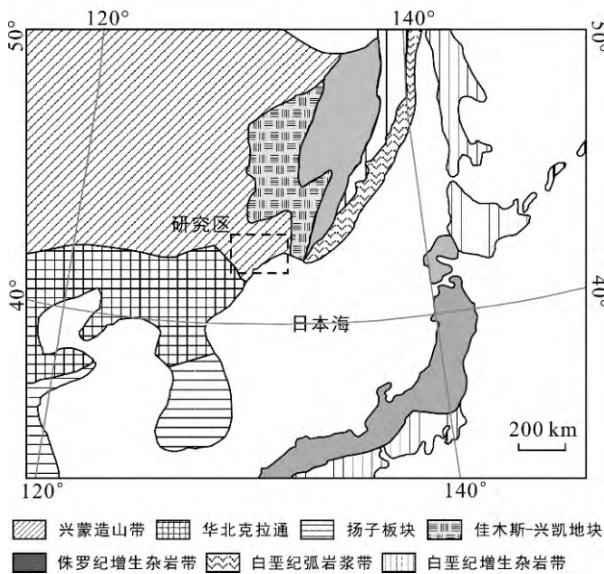


图 1 东北亚地区大地构造简图(据 Wilde et al., 2010 修改)

Fig.1 Tectonic divisions of NE Asia

岩的研究, 主要局限于锆石 U-Pb 同位素年代学和 Hf 同位素方面, 对该区花岗岩的 Nd 同位素系统性的调查研究仍相对缺乏, 这在一定程度上影响了对该区花岗岩浆的深部物源的深入理解。因此, 对研究区不同时代花岗岩的相关同位素体系开展调查研究, 有可能查明区内相应时代深部地壳物质的同位素组成特征及其随时间演化的规律, 同时可能揭示中生代古太平洋板块俯冲作用对区域深部地壳的改造机制。

钕同位素是一种十分理想的地球化学示踪剂, 在岩浆源区和地壳演化等领域的研究已获得广泛的应用(DePaolo, 1981; Chen and Jahn, 1998; Jahn et al., 2000; Wu et al., 2000; Guo et al., 2010)。本文报道了延边地区显生宙花岗岩系统的 Nd 同位素研究工作, 发现该区以富尔河-古洞河断裂为界的南北两岩区内白垩纪之前形成的花岗岩(下文简称为前白垩纪花岗岩)的源区存在显著差异。从二叠纪到早白垩世, 原本截然不同的北区和南区花岗岩的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值随时间变新逐渐趋于一致, 这可能反映了北区和南区先前存在的古亚洲洋型增生地壳和华北克拉通古老再循环地壳物质, 在中生代期间遭受了古太平洋板块向欧亚大陆俯冲形成的增生弧地壳的强烈改造和置换, 使得两区深部地壳物质在早白垩世时已趋于均一化。

## 1 区域地质概况和样品选择

延边地区位于中国、朝鲜和俄罗斯三国交界处,

植被覆盖率高, 地质研究程度相对较低。区域内构造断裂发育, 位于研究区西部的敦化-密山断裂(带)(图 2)是当中最著名的一条, 由走向 NE60° 的两条高角度断层组成, 为一右行走滑的深大断裂带, 将延边地区与张广才岭隔开, 为研究区的西界。研究区南部的富尔河-古洞河断裂(图 2)以南出露一套类似华北克拉通基底的太古宙绿片岩-角闪岩相的片麻岩和斜长角闪岩组合, 因而被认为是兴蒙造山带与华北克拉通北缘边界赤峰-开源断裂的东延(吉林地质矿产局, 1989; 徐公愉, 1993)。另一些学者则认为赤峰-开源断裂的东延应该是夹皮沟-松江断裂(图 2)(Zhang et al., 2005; 李超文等, 2010)。

延边地区广泛分布有显生宙花岗岩, 占区内出露地质体总面积的 70%~80%(吉林地质矿产局, 1989)。近年的同位素年代学资料显示, 该区显生宙花岗岩可划分为以下期次: (1) 晚二叠世-早三叠世(285~245 Ma); (2) 晚三叠世(228~200 Ma); (3) 早侏罗世(195~175 Ma); (4) 晚侏罗世(165~159 Ma); (5) 早白垩世(129~110 Ma)(Wu et al., 2011; 刘燊等, 2012; 李红霞等, 2012; 张超等, 2014; Ma et al., 2015)。

本文选取分布于富尔河-古洞河断裂两侧的南北两岩区的花岗岩为研究对象, 对其开展了系统的 Nd 同位素对比研究。为兼顾可靠性和代表性, 在两区内报道有可靠锆石 U-Pb 同位素年龄的近 45 个岩体中, 采集了分布于不同部位、囊括所有岩性和各个时代的近 35 个花岗岩体的新鲜样品。岩石薄片的观察显示, 绝大多数花岗岩类的主要矿物组合和副矿物组合都具有 I 型花岗岩的特点: 钾长石+斜长石+石英±角闪石±黑云母, 磁铁矿-磷灰石-锆石-榍石, 且基本无蚀变现象。文中各花岗岩体样品的年龄、岩性和地理位置等见表 1 和图 2, 地理位置主要参考了 Wu et al. (2011) 的 GPS 坐标。

## 2 分析方法

样品的主量元素、Sr-Nd 同位素在中国科学院广州地球化学研究所测试完成, 微量元素在中国科学院地球化学研究所完成。样品采用酸淋滤方法进行预处理, 以减少后期蚀变作用对元素、同位素比值的影响。主量元素使用 RigakuZSX 100e 型 X 射线荧光光谱仪测定, 分析误差总体约在 1%; 微量元素使用 ELAN 6000 型电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS)测定, 分析误差优于 5%(分析结果见表 2)。实验的具体分析流程参见刘颖等(1996)。Sr-Nd 同位素在

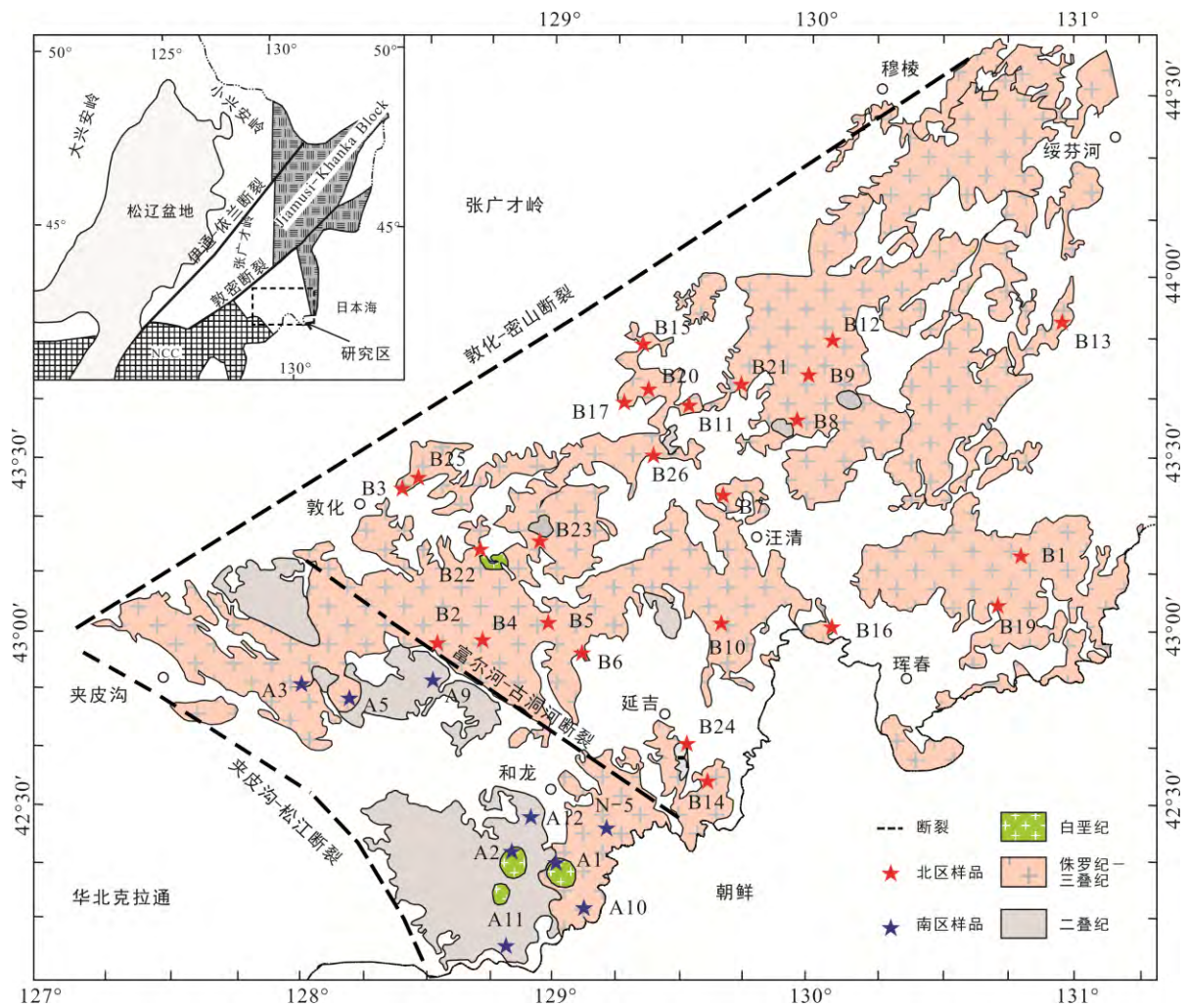


图 2 延边地区花岗岩采集样品分布图(据 Wu et al., 2011 修改)

Fig.2 Distribution of Phanerozoic granitoids in the Yanbian area, NE China

MicroMassISOPROBE 型多接收电感耦合等离子质谱仪(MC-ICP-MS)上测试。用大约 120 mg 全岩粉末样品加入纯化 HF-HClO<sub>4</sub> 酸,在高温下完全溶解。Rb-Sr 与 REE 的分离和纯化在装有 5 ml AG50W-X12 交换树脂(200~400 目)的石英交换柱进行,而 Sm 和 Nd 分离和纯化是石英交换柱用 1.7 ml Teflon<sup>®</sup> 粉末作为交换介质完成。<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 和 <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd 比值分别用 <sup>86</sup>Sr/<sup>88</sup>Sr=0.1194 和 <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd= 0.7219 校正。样品的 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 和 <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd 比值通过 NBS SRM 987 (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr=0.710247±8, 2σ) 和 JNdi-1(<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.512115±4, 2σ)进行校对。岩石标样 BHVO-2 的 Sr 同位素分析结果为 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr=0.703496±6 (2σ, n=10), 岩石标样 BHVO-2 和 JB-3 的 Nd 同位素分析结果分别为: <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.512965±4(2σ, n=10)和 <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.513041±5 (2σ, n=5)。整个化学分离流程中 Sr 的空白本底< 200 pg,

Nd 的空白本底约 30 pg。

### 3 元素、同位素组成特征

#### 3.1 主量元素特征

由表 2 可知,在白垩纪之前侵位的南北两区花岗岩的岩石类型和主量元素特征基本一致。北区该时期花岗岩的 SiO<sub>2</sub> 和 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量平均值分别为 72.3%和 14.1%,南区则为 69.2%和 15.3%,相对而言南区花岗岩更富 Al (A/NK=1.465、A/CNK=1.02)。南北两区前白垩纪花岗岩 K<sub>2</sub>O 含量整体普遍较高,集中于 3.3%~4.9%,绝大部分属于高钾钙碱性系列(图 3a)。早白垩世侵位的南区和北区的花岗岩的 SiO<sub>2</sub> 和 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 A/CNK 平均值也基本一致,而在图 3a 中南区样品投点主要落入高钾钙碱性系列,北区则落入钙碱性系列。

表 1 延边地区花岗岩体时空分布数据  
Table 1 Geochronological data for the granitoids in the Yanbian area

分区	年代	岩体名称	编号	岩石类型	年龄(Ma)	地理坐标	年龄资料来源	
南区	早白垩世	柳洞	A1	二长花岗岩	114±2	42°18'29.5", 128°02'9.0"	Wu et al., 2011	
		百里坪	A2	花岗闪长岩	119±2	42°20'20.5", 129°50'19.2"	Zhang et al., 2005	
	侏罗纪	东清	A3	含Grt花岗岩	159±5	42°48'29.8", 128°13'37.3"	Sun et al., 2009	
		黄泥岭	A5	二长花岗岩	168±3	42°52'29.3", 128°02'15.4"	Wu et al., 2011	
	三叠纪	高岭	N-5	二长花岗岩	171±1	42°25'39", 129°20'00"	张超等, 2014	
		大开	A9	二长花岗岩	245	42°52'28.6", 128°30'25.4"	Wu et al., 2011	
	二叠纪	柳洞	A10	石英闪长岩	246±3	42°11'0.4", 129°09'20.6"	Wu et al., 2011	
		百里坪	A11	二长花岗岩	245±6	42°03'10", 128°49'32"	Zhang et al., 2005	
			A12	英云闪长岩	285±9	42°28'43.6", 129°56'56.7"		
	北区	早白垩世	小西南岔	B1	英云闪长岩	112±1	43°08'14", 130°50'2"	李红霞等, 2012
		侏罗纪	新合	B2	二长花岗岩	179±2	42°52'28.6", 128°30'25.4"	Wu et al., 2011
			长乐村	B3	二长花岗岩	179±1	42°24'7.9", 128°24'27.5"	
孟山			B4	花岗闪长岩	181±2	42°53'5.4", 128°46'8.2"		
石门			B5	花岗闪长岩	182±2	43°02'31.3", 128°59'26.2"		
榆树川			B6	二长花岗岩	186±1	42°59'2.0", 128°06'18.2"		
大兴沟			B7	花岗闪长岩	187±1	43°23'53.2", 129°39'16.8"		
大顶子			B8	花岗闪长岩	189±3	43°35'50.4", 129°56'16.8"		
棉田			B10	花岗闪长岩	189±1	43°02'9.0", 129°38'44.6"		
骆驼山			B11	二长花岗岩	190±2	43°38'44.6", 129°32'8.6"		
西大河			B12	花岗闪长岩	195±3	43°47'55.9", 130°13'7.2"		
闹枝			B13	二长花岗岩	196±3	43°53'8.6", 130°58'13.7"		
天佛指山			B14	二长花岗岩	196±7	129°37'6.2", 42°34'35"		
老松岭			B15	二长花岗岩	197±2	43°49'39", 129°29'56"		
三叠纪			东宁	DN015	花岗闪长岩	201±1	44°23'20", 130°29'13"	
	凉水	B16	闪长岩	217±7	42°58'9.9", 130°03'9.4"	李红霞等, 2012		
	春阳	B17	正长花岗岩	203±2	43°42'4.8", 129°21'50.9"	Wu et al., 2011		
	三道沟	B19	正长花岗岩	205±1	43°05'8", 130°43'59"			
	春阳	B20	二长花岗岩	215±5	43°42'13.2", 129°25'28.8"			
	二岔子	B21	正长花岗岩	218±2	43°43'0.8", 129°44'14.2"			
	碱厂沟	B22	正长花岗岩	228±2	43°16'27.2", 128°45'36.3"			
	二叠纪	清明屯	B24	二长花岗岩	251±2	42°40'17.0", 129°27'13.7"	Wu et al., 2011	
红石屯		B26	二长花岗岩	266±3	43°29'34.8", 129°23'54.4"			

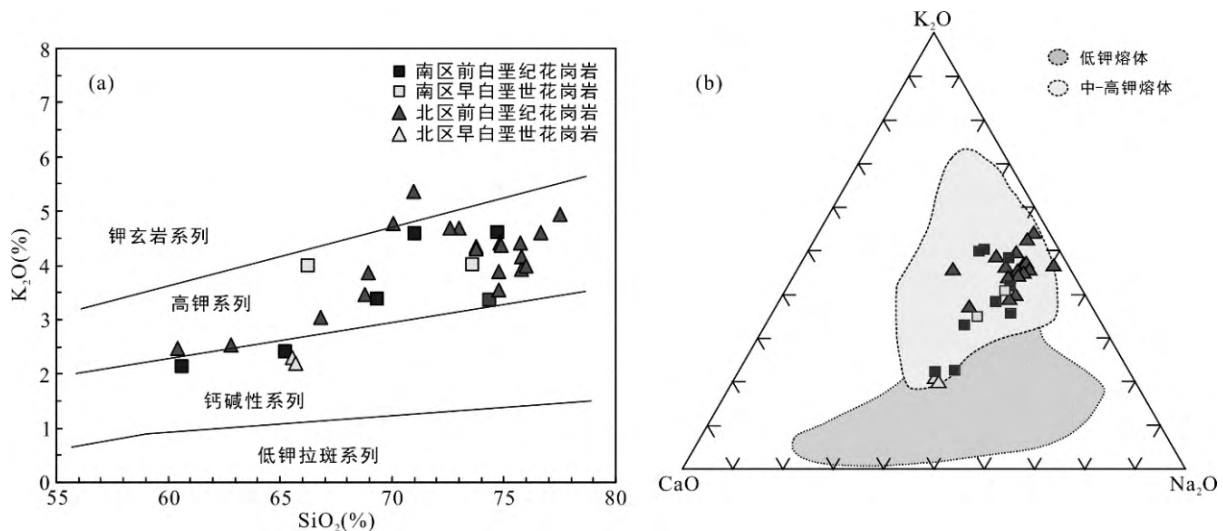


图 3 延边花岗岩和长英质火山岩 SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O 图解(a)和 K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O-CaO 图解(b) (图 3b 中的阴影范围据 Guo et al., 2012)  
Fig.3 SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O (a) and K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O-CaO (b) diagrams for the granitoids and felsic volcanic rocks in the Yanbian area, NE China

表 2 延边地区南北区各时期代表性花岗岩体主量(%)、微量( $\times 10^{-6}$ )元素分析结果  
 Table 2 Major (%) and trace element ( $\times 10^{-6}$ ) contents of the Yanbian granitoids, NE China

分区	南区							北区							
样号	A1	A2	A3	A5	A9	A10	A11	A12	B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7
岩石类型	二长花 花岗岩	花岗闪 长岩	含Grt花 花岗岩	二长花 花岗岩	二长花 花岗岩	石英闪 长岩	二长花 花岗岩	英云闪 长岩	英云闪 长岩	二长花 花岗岩	二长花 花岗岩	花岗闪 长岩	花岗闪 长岩	二长花 花岗岩	花岗闪 长岩
年龄(Ma)	114	119	159	168	245	246	245	285	112	179	179	181	182	186	187
SiO <sub>2</sub>	73.62	66.24	74.37	71.01	69.37	60.62	74.70	65.25	65.68	73.75	73.77	68.80	62.79	74.78	66.79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.23	17.55	14.45	13.80	15.03	17.78	13.84	17.06	16.42	14.47	13.96	15.76	17.10	13.55	15.74
CaO	1.29	2.76	1.59	1.47	2.72	4.18	1.02	4.16	4.27	1.02	1.00	2.85	4.90	1.42	3.64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.90	3.40	1.63	4.33	3.67	6.52	1.65	4.81	4.19	1.62	2.19	3.15	5.35	2.10	4.35
K <sub>2</sub> O	4.02	4.00	3.35	4.58	3.39	2.13	4.59	2.41	2.19	4.34	4.32	3.46	2.53	3.54	3.04
MgO	0.34	0.64	0.15	0.90	0.92	2.35	0.15	1.35	2.20	0.20	0.32	0.96	2.23	0.26	1.77
MnO	0.06	0.04	0.05	0.07	0.07	0.13	0.03	0.09	0.08	0.07	0.06	0.06	0.09	0.06	0.08
Na <sub>2</sub> O	4.24	4.67	4.27	3.12	4.12	5.19	3.83	4.30	4.37	4.34	4.14	4.36	4.22	4.12	3.84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.14	0.02	0.12	0.15	0.29	0.03	0.17	0.14	0.04	0.05	0.12	0.14	0.03	0.13
TiO <sub>2</sub>	0.24	0.56	0.12	0.60	0.55	0.82	0.15	0.39	0.47	0.15	0.20	0.48	0.64	0.15	0.61
LOI	0.21	0.75	0.24	0.46	0.50	1.75	0.50	1.21	0.61	0.20	0.37	0.47	0.52	0.26	0.25
Total	99.51	99.50	99.65	99.51	99.64	99.51	99.64	99.52	99.50	99.51	99.51	99.51	99.50	99.51	99.51
A/CNK	1.04	1.03	1.07	1.08	0.97	0.96	1.05	0.99	0.95	1.06	1.05	0.98	0.92	1.03	0.97
A/NK	1.26	1.46	1.35	1.37	1.44	1.64	1.23	1.76	1.72	1.22	1.21	1.44	1.76	1.28	1.63
Sc	5.88	6.65	4.56	5.71	6.43	10.3	6.06	7.35	9.76	7.01	6.66	6.82	10.2	5.78	8.48
V	19.2	33.1	3.43	41.9	55.4	69.4	7.79	63.8	58.5	10.0	15.6	54.3	90.6	12.6	61.5
Cr	12.0	16.3	7.55	11.8	17.5	23.5	13.4	36.0	40.0	9.54	11.4	15.3	17.2	14.3	24.7
Co	1.52	2.75	0.65	3.32	3.73	7.08	0.90	5.60	7.27	0.90	1.41	4.44	10.1	1.42	6.65
Ni	7.84	8.75	5.66	6.61	8.33	11.6	7.49	17.6	22.5	5.68	5.08	10.5	14.1	9.03	10.1
Cu	7.91	21.4	7.98	12.0	11.3	22.2	9.24	30.6	22.2	7.56	8.05	12.5	18.8	7.42	10.8
Zn	50.3	66.0	51.6	121	96.2	127	31.9	67.9	67.9	51.5	43.4	73.8	93.7	29.6	99.7
Ga	13.6	18.4	15.6	18.5	19.8	23.7	14.6	17.0	15.3	14.2	15.1	16.9	18.7	12.8	16.5
Ge	0.96	0.76	0.96	0.96	0.96	1.17	0.93	0.88	0.90	1.14	1.19	0.88	1.05	1.21	1.03
Rb	95.9	80.1	133	152	123	97.0	194	39.1	37.6	160	198	96.4	47.5	134	132
Sr	196	911	225	303	572	680	238	1034	429	130	103	513	451	87.8	325
Y	10.4	17.2	4.59	3.46	11.3	27.3	4.79	14.0	10.1	11.0	14.0	8.19	18.7	24.8	14.8
Zr	107	272	83.7	252	201	261	83.4	151	63.5	105	122	84.0	92.4	86.9	132
Nb	9.40	11.7	6.56	3.99	10.3	20.0	6.64	6.16	3.66	8.29	11.3	4.67	5.89	6.60	6.29
Cs	0.78	0.78	3.34	2.14	4.51	7.16	1.82	0.76	1.47	3.98	4.70	2.80	3.85	3.84	5.70
Ba	586	1510	495	808	480	430	514	869	472	521	281	460	438	283	404
La	15.56	35.70	14.28	36.47	34.09	33.92	18.11	34.43	18.45	15.56	9.35	14.62	20.57	10.80	18.36
Ce	30.68	86.40	27.30	73.43	62.80	93.20	30.90	66.40	36.00	29.93	23.63	28.80	42.23	24.00	33.15
Pr	3.39	10.60	2.82	9.41	6.75	11.00	3.23	7.25	3.85	3.05	2.19	3.00	4.71	2.52	4.67
Nd	11.80	37.30	9.44	31.40	24.50	40.40	10.50	25.70	13.90	10.70	8.01	11.30	18.00	9.32	17.60
Sm	1.98	5.83	1.51	3.94	3.97	7.15	1.75	4.06	2.32	1.99	1.88	2.01	3.45	2.19	3.28
Eu	0.39	1.21	0.44	0.69	0.89	1.42	0.37	1.06	0.60	0.31	0.23	0.56	0.83	0.24	0.75
Gd	1.71	4.66	1.29	3.17	3.33	6.01	1.36	3.57	2.19	1.80	1.78	1.70	3.04	2.27	2.86
Tb	0.28	0.68	0.18	0.32	0.47	0.93	0.20	0.51	0.31	0.31	0.35	0.26	0.49	0.47	0.46
Dy	1.35	2.68	0.76	0.66	1.93	4.16	0.73	2.12	1.46	1.65	2.03	1.17	2.48	3.08	2.33
Ho	0.26	0.48	0.14	0.11	0.33	0.73	0.13	0.39	0.28	0.33	0.43	0.22	0.47	0.66	0.45
Er	0.79	1.45	0.41	0.38	0.96	2.08	0.41	1.13	0.80	0.93	1.23	0.59	1.34	1.87	1.27
Tm	0.13	0.19	0.06	0.05	0.14	0.30	0.06	0.15	0.11	0.16	0.21	0.08	0.19	0.32	0.20
Yb	0.90	1.28	0.41	0.40	0.94	2.05	0.45	1.03	0.76	1.14	1.48	0.54	1.36	2.27	1.38
Lu	0.14	0.19	0.06	0.06	0.14	0.30	0.07	0.16	0.12	0.18	0.22	0.08	0.20	0.35	0.21
Hf	2.82	6.44	2.29	5.86	5.30	6.70	2.47	3.39	1.78	3.39	3.70	2.13	2.31	2.95	3.62
Ta	0.70	1.36	0.78	0.13	0.99	2.10	0.42	1.23	0.42	1.17	1.31	3.34	0.52	1.07	0.68
Pb	20.8	33.4	33.5	30.4	25.5	14.4	22.1	14.16	23.3	23.8	37.9	27.1	22.7	27.4	13.0
Th	8.60	9.32	4.80	15.2	13.8	13.0	7.97	6.45	7.00	12.2	21.0	7.33	10.7	16.9	13.9
U	1.13	2.12	2.14	1.25	3.50	4.93	1.05	1.02	1.39	1.94	2.96	1.52	3.17	3.73	3.79
Sr/Y	18.9	53.0	49.0	87.6	50.6	25.0	49.7	74.0	42.6	11.8	7.38	62.6	24.1	3.54	22.0
δEu	0.65	0.71	0.97	0.60	0.75	0.66	0.73	0.85	0.81	0.51	0.39	0.93	0.79	0.33	0.75
ΣREE	69.3	189	59.1	160	141	204	68.3	148	81.1	68.0	53.0	64.9	99.4	60.4	87.0
ΣLREE/ΣHREE	11.5	15.3	16.9	30.2	16.1	11.3	19.1	15.3	12.5	9.47	5.86	13.0	9.38	4.35	8.50
(La/Yb) <sub>CN</sub>	12.4	20.0	25.0	64.9	26.0	11.9	28.9	24.0	17.4	9.79	4.53	19.4	10.8	3.41	9.54

续表 2:

分区	北区													
样号	B8	B10	B11	B12	B13	B14	B15	B17	B19	B20	B21	B22	B24	B26
岩石类型	花岗闪长岩	花岗闪长岩	二长花岗岩	花岗闪长岩	二长花岗岩	二长花岗岩	二长花岗岩	正长花岗岩	正长花岗岩	二长花岗岩	正长花岗岩	正长花岗岩	二长花岗岩	二长花岗岩
年龄(Ma)	189	189	190	195	196	196	197	203	205	215	218	228	251	266
SiO <sub>2</sub>	68.94	60.44	75.81	70.07	75.81	73.02	74.81	74.77	76.65	75.99	77.50	71.00	74.87	75.73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.16	16.79	12.91	14.42	13.16	14.43	13.03	13.32	12.82	12.84	11.74	14.54	13.36	12.86
CaO	2.55	5.60	0.75	2.45	1.18	1.27	0.84	0.99	0.45	1.08	0.28	0.60	0.78	0.26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.03	6.64	1.88	3.39	1.80	2.32	2.12	2.56	1.54	2.18	1.54	2.94	2.02	1.69
K <sub>2</sub> O	3.86	2.46	4.16	4.77	3.92	4.69	4.40	3.89	4.61	3.99	4.94	6.37	4.37	4.42
MgO	0.89	3.13	0.28	1.18	0.18	0.32	0.16	0.26	0.07	0.16	0.02	0.05	0.22	0.06
MnO	0.07	0.10	0.05	0.07	0.03	0.05	0.06	0.09	0.03	0.05	0.02	0.05	0.06	0.04
Na <sub>2</sub> O	3.93	3.85	3.92	3.20	3.79	3.65	4.41	3.89	3.71	3.53	3.85	4.18	4.09	4.77
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.17	0.04	0.07	0.02	0.05	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.03	0.04	0.01
TiO <sub>2</sub>	0.48	0.82	0.20	0.38	0.12	0.20	0.15	0.20	0.10	0.16	0.10	0.25	0.18	0.17
LOI	0.33	0.46	0.27	0.02	0.11	0.29	0.38	0.97	0.28	0.08	0.35	0.17	0.21	0.36
Total	99.51	99.51	99.52	99.65	99.52	99.51	99.65	99.50	99.65	99.52	99.51	99.51	99.51	99.52
A/CNK	0.99	0.87	1.05	0.97	1.04	1.07	0.96	1.07	1.07	1.06	0.96	0.98	1.04	0.98
A/NK	1.42	1.86	1.18	1.38	1.25	1.30	1.08	1.25	1.15	1.27	1.00	1.06	1.16	1.02
Sc	7.86	11.0	5.8	7.6	6.2	6.8	7.3	5.7	7.1	6.1	5.1	7.9	6.6	6.3
V	49.7	111	13.6	51.4	10.4	13.3	11.3	10.9	3.91	7.42	2.27	4.10	9.18	15.2
Cr	13.5	28.0	5.60	10.9	10.6	63.3	14.6	26.3	7.44	9.83	11.7	5.60	10.6	18.4
Co	3.97	11.9	1.14	4.53	1.07	1.97	0.95	1.53	0.58	1.10	0.44	0.59	0.97	0.81
Ni	8.89	20.2	4.01	10.0	6.74	30.8	9.17	13.7	5.72	6.04	6.13	5.49	5.80	7.14
Cu	10.6	20.9	4.59	15.3	11.7	13.2	5.26	11.0	6.43	8.82	28.6	8.12	5.38	6.72
Zn	64.0	83.1	39.0	53.1	19.3	62.7	33.8	60.6	66.0	65.1	56.5	45.3	21.6	16.4
Ga	15.3	16.9	12.7	14.2	10.8	13.8	16.2	13.3	11.4	12.4	16.5	19.8	12.9	12.2
Ge	1.02	0.96	0.97	1.07	1.28	1.25	1.35	1.04	1.20	0.96	1.16	1.08	1.13	1.18
Rb	189	111	173	255	179	202	176	165	149	116	245	169	134	168
Sr	170	397	88.2	165	52.8	138	74.7	54.1	27.2	68.6	7.00	34.4	64.9	49.0
Y	26.1	20.6	10.5	20.5	25.2	20.5	34.8	23.8	17.2	12.7	14.8	31.7	18.7	14.4
Zr	199	92.9	122	102	68.5	129	135	118	70.2	123	181	296	118	113
Nb	7.87	5.58	5.83	5.95	4.13	7.90	9.67	7.15	4.64	3.93	15.2	6.90	7.10	11.1
Cs	5.00	4.53	3.99	10.2	3.09	16.9	2.76	3.84	2.12	2.97	4.04	3.36	1.71	3.19
Ba	381	399	439	376	357	534	268	360	271	443	14.5	156	485	337
La	26.35	18.02	17.77	29.67	16.75	20.23	22.36	23.63	11.99	18.53	17.77	34.85	19.81	19.98
Ce	62.70	34.50	39.68	76.00	32.40	41.78	41.70	39.00	23.85	39.08	33.00	69.40	37.95	33.30
Pr	6.31	5.15	4.32	7.72	3.42	4.71	5.79	4.92	2.88	3.68	4.35	8.89	4.24	4.64
Nd	22.80	20.20	14.80	26.10	11.90	17.40	22.10	16.50	10.10	12.30	15.60	34.10	14.70	16.10
Sm	4.34	4.03	2.56	4.26	2.47	3.50	4.87	2.95	1.97	2.03	3.00	6.00	2.70	2.70
Eu	0.73	0.94	0.31	0.53	0.14	0.50	0.31	0.22	0.10	0.28	0.03	0.32	0.26	0.35
Gd	3.83	3.68	2.19	3.70	2.52	3.24	4.92	2.83	1.87	1.91	2.69	5.38	2.56	2.18
Tb	0.68	0.60	0.36	0.60	0.47	0.55	0.90	0.48	0.35	0.31	0.50	0.90	0.44	0.37
Dy	3.72	3.14	1.73	2.86	3.04	2.95	5.36	2.70	2.07	1.60	2.79	4.64	2.43	2.01
Ho	0.76	0.60	0.33	0.56	0.66	0.56	1.13	0.58	0.46	0.34	0.55	0.93	0.51	0.41
Er	2.12	1.61	0.93	1.62	1.97	1.50	3.20	1.88	1.35	0.98	1.54	2.62	1.43	1.25
Tm	0.34	0.24	0.15	0.25	0.36	0.23	0.55	0.35	0.24	0.17	0.25	0.39	0.24	0.21
Yb	2.29	1.59	1.02	1.72	2.52	1.55	3.71	2.65	1.76	1.19	1.67	2.65	1.72	1.47
Lu	0.34	0.23	0.15	0.26	0.39	0.23	0.57	0.43	0.28	0.19	0.23	0.40	0.27	0.23
Hf	6.02	2.60	3.51	3.27	2.51	3.68	4.66	3.23	2.43	3.32	7.59	7.75	3.25	3.68
Ta	0.83	0.51	0.85	0.83	0.64	0.95	0.93	0.72	0.42	0.34	1.13	0.55	0.77	0.88
Pb	14.7	21.6	17.9	17.9	14.6	27.5	22.2	19.2	13.6	14.7	38.6	18.1	13.5	10.2
Th	19.0	8.31	16.3	24.6	13.5	16.0	12.4	14.7	9.42	8.56	14.1	12.0	11.1	15.1
U	2.58	2.00	2.10	3.04	2.21	3.36	3.11	3.24	1.75	1.14	3.31	2.40	1.57	1.77
Sr/Y	6.51	19.3	8.36	8.04	2.10	6.73	2.15	2.27	1.58	5.39	0.47	1.08	3.47	3.39
δEu	0.55	0.74	0.40	0.41	0.17	0.46	0.19	0.23	0.17	0.43	0.04	0.17	0.31	0.44
ΣREE	137	94.5	86.3	156	79.0	98.9	117	99.1	59.3	82.6	84.0	171	89.3	85.2
ΣLREE/ΣHREE	8.75	7.08	11.6	12.5	5.62	8.15	4.77	7.33	6.07	11.3	7.22	8.57	8.30	9.48
(La/Yb) <sub>CN</sub>	8.25	8.13	12.5	12.4	4.77	9.36	4.32	6.40	4.88	11.2	7.63	9.43	8.26	9.75

注: LOI 为烧失量; A/CNK=Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)分子摩尔比; A/NK=Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)分子摩尔比。δEu=Eu<sub>N</sub>/(Sm<sub>N</sub>×Gd<sub>N</sub>)<sup>1/2</sup>, 标准化数值采用球粒陨石数据(Taylor and McLennan, 1985)。



此外,为了解其源区组分特点,将研究区内花岗岩与中-高钾、低钾系列长英质原岩熔融的实验熔体进行对比,结果显示南北两区各时代花岗岩的熔融源区主要由中-高钾长英质原岩组成(图 3b)。

3.2 微量元素特征

区内花岗岩一般具有明显的轻、重稀土分馏,

富集轻稀土元素和大离子亲石元素 Rb、K 及 Th、U、Zr、Hf,亏损高场强元素 Nb、Ta、Ti,具有与陆缘弧、岛弧岩浆岩类似的特点(图 4)。与主量元素特征不同,在白垩纪之前侵位的南北两区花岗岩的微量元素特征有明显差异,如相对而言北区岩体的 Ba、Sr、P、Eu、Ti 负异常比南区更明显。北区岩

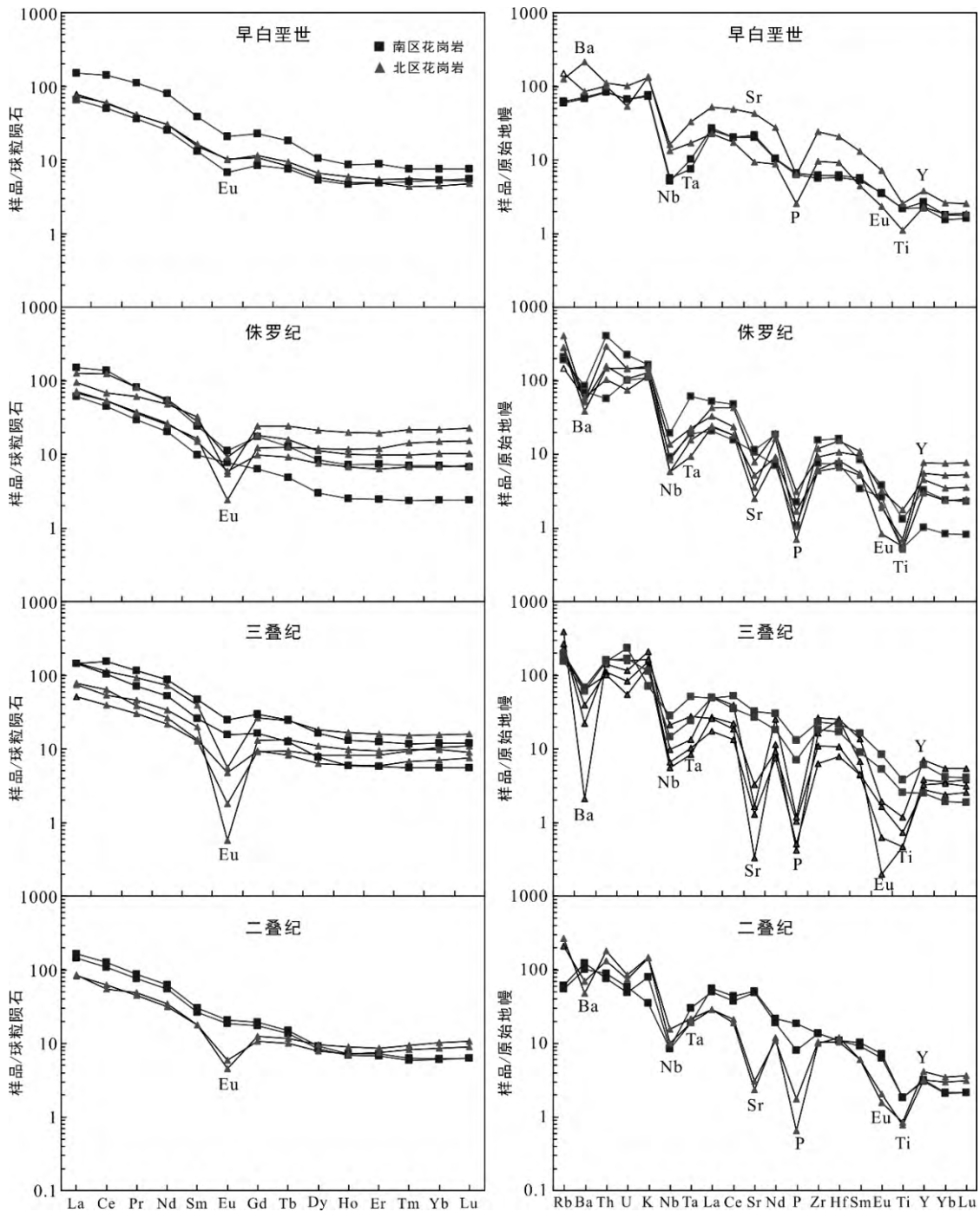


图 4 延边南北区各时期代表花岗岩稀土元素球粒陨石标准化配分图和微量元素原始地幔标准化蛛网图(球粒陨石和原始地幔值据 Taylor and McLennan, 1985; Sun and McDonough, 1989)

Fig.4 Chondrite-normalized REE patterns and primitive mantle-normalized trace element spider diagrams for the Yianbian granitoids

体的 LREE/HREE、(La/Yb)<sub>CN</sub> 平均值分别为 8.85 和 9.61, 而南区为 18.2 和 30.1, 说明南区花岗岩有更强的轻重稀土元素分馏。此外, 北区花岗岩的  $\delta\text{Eu}$ 、Sr/Y 平均值分别为 0.43 和 11.4, 显著低于南区的平均值 0.76 和 56.0, 显示北区花岗岩具有更加强烈的负 Eu 异常, 而南区具有类似埃达克岩高 Sr/Y 比值的特点, 可能暗示两区花岗岩形成的深度有所不同。

尽管白垩纪之前两区的花岗岩微量元素特征存在差异, 但是早白垩世期间形成的南北两区花岗岩的 REE 配分模式和不相容元素模式相似, 可能暗示南北两区的花岗岩源区组分在早白垩世时逐渐趋于一致。

### 3.3 Sr-Nd 同位素特征

研究区花岗岩的 Sr-Nd 同位素组成见表 3。通过年龄计算, 北区花岗岩的  $I_{\text{Sr}}=0.70000\sim 0.70475$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=$

表 3 延边地区花岗岩 Sr-Nd 同位素数据  
Table 3 Sr-Nd isotopic compositions of the Yanbian granitoids

分区	样号	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\pm 2\sigma$	$I_{\text{Sr}}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}\pm 2\sigma$	$t(\text{Ma})$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{DM2}}$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	数据来源	
南区	A1	0.706569±8	0.70427	0.512432±4	114	-2.6	1133	-0.48	本文	
	A2	0.705530±17	0.70513	0.512522±10	119	-1.0	1004	-0.42	Zhang et al., 2005	
	A3	0.708275±14	0.70600	0.512458±16	159	-1.4	1056	-0.53	Wu et al., 2004a	
	A5	0.708173±8	0.70470	0.512400±4	168	-2.1	1130	-0.61	本文	
	A6	0.707380±10	0.70529	0.512330±5	168	-3.4	1242	-0.61	本文	
	N-5	0.707816±9	0.70440	0.512505±10	170	-0.6	1011	-0.45	张超等, 2014	
	A9	0.707822±7	0.70562	0.512306±4	249	-3.3	1302	-0.50	本文	
	A10	0.707934±8	0.70649	0.512064±4	246	-8.4	1711	-0.46	本文	
	A11	0.707791±18	0.70672	0.512064±6	245	-8.2	1700	-0.48	Zhang et al., 2005	
	A12	0.706161±20	0.70586	0.511772±11	285	-13.6	2166	-0.47		
	北区	B1	0.705621±20	0.70475	0.512612±9	112	0.8	854	-0.45	李红霞等, 2012
		B2	0.711168±7	0.70210	0.512644±6	179	2.0	803	-0.43	本文
B3		0.714979±11	0.70081	0.512700±6	179	2.5	769	-0.28	本文	
B4		0.705894±9	0.70450	0.512588±6	181	1.1	884	-0.45	本文	
B5		0.705876±13	0.70460	0.512544±5	182	-0.1	976	-3.70	Wu et al., 2003	
B6		0.713769±7	0.70208	0.512669±3	186	1.9	821	-0.28	本文	
B7		0.706553±6	0.70343	0.512670±5	187	2.6	762	-0.43	本文	
B8		0.711127±6	0.70248	0.512645±4	189	2.1	806	-0.41	本文	
B10		0.705898±7	0.70372	0.512689±4	189	2.8	747	-0.39	本文	
B11		0.715345±6	0.70000	0.512666±4	190	2.8	752	-0.47	本文	
B12		0.709877±7	0.70206	0.512636±5	195	1.8	839	-0.37	本文	
B13		0.724596±7		0.512693±5	196	2.9	751	-0.36	本文	
B14		0.714832±8		0.512580±5	196	0.7	924	-0.38	本文	
B15		0.717718±7		0.512673±4	197	2.3	799	-0.32	本文	
B16		0.707325±7	0.70485	0.512664±7	217	2.5	796	-0.37	本文	
B17		0.721899±9		0.512631±4	203	2.2	814	-0.45	本文	
B18	0.725906±8		0.512698±4	205	3.0	744	-0.36	本文		
B19	0.737317±8		0.512715±4	205	3.6	700	-0.40	本文		
B20	0.713998±8	0.70150	0.512605±3	215	2.0	835	-0.49	本文		
B21	0.934455±16		0.512718±5	218	3.8	691	-0.41	本文		
B22	0.737043±10		0.512616±5	228	2.2	831	-0.46	本文		
B24	0.716521±7		0.512687±4	250	3.7	727	-0.44	本文		
B26	0.727817±11		0.512662±5	266	3.7	739	-0.48	本文		

注: 表中的计算所用参数: 原始地幔  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7045$ ; 球粒陨石均匀地幔库  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512638$ ; 现代亏损地幔  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.2136$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.51315$ ,  $\lambda=6.54\times 10^{-12}/\text{y}$  (Peucat et al., 1988), 大陆地壳平均  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.118$  (Jahn and Condie, 1995)。此外, 标号为 B13~B26 的部分样品的 Rb/Sr 比值在 2~34 之间, 这种比值已不适合计算其初始  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值 (Wu et al., 2000), 故未列出。



-0.1~+3.8,  $t_{DM2}=691\sim 976$  Ma, 显示其熔融源区主要为年轻的地壳组分, 且随着侵位年龄的变新,  $\epsilon_{Nd}(t)$  值逐渐降低, 而  $t_{DM2}$  则逐渐增加。南区花岗岩的  $I_{Sr}=0.70427\sim 0.70672$ ,  $\epsilon_{Nd}(t)=-13.6\sim -0.6$ ,  $t_{DM2}=1004\sim 2166$  Ma, 其中二叠纪花岗岩  $\epsilon_{Nd}(t)$  最低为 -13.6~ -8.2,  $t_{DM2}$  值最大为 1700~2166 Ma, 随着侵位时代的变新,  $\epsilon_{Nd}(t)$  值递增, 而  $t_{DM2}$  则递减, 反映南区二叠纪花岗岩的熔融源区继承了华北克拉通的古老再循环地壳组分, 后来年轻地壳组分的加入比例逐渐增加而成为主体的趋势。

### 4 讨论

#### 4.1 延边南北两区深部地壳物质组成与演化

兴蒙造山带是位于西伯利亚板块、塔里木板块和 华北克拉通之间的巨型增生造山带, 造山带内广泛发育的显生宙花岗岩、火山岩, 以正的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值 (0~+5) 和年轻 Nd 模式年龄 (0.4~1.3 Ga) 为特征, 表明该区域在显生宙期间发生了强烈的地壳增生 (Sengör et al., 1993; Jahn et al., 2000; Wu et al., 2000; Xiao et al., 2003; Liu et al., 2005; Windley et al., 2007; Guo et al., 2010)。

区域对比发现, 北区花岗岩与兴蒙增生造山带同时期花岗岩具有相似的 Sr-Nd 同位素组成 (表 3 和图 5), 反映了它们可能具有相似的源区组分。兴蒙

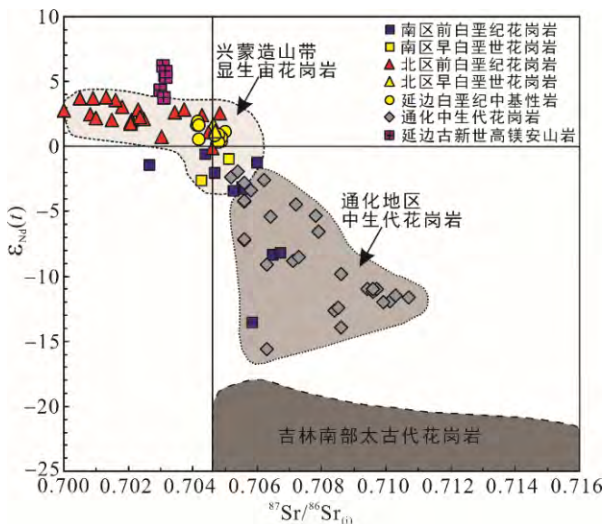
造山带内 (张广才岭地区和索伦-贺根山-小兴安岭古亚洲洋缝合带附近的林西-霍林河-乌兰浩特、黑河等地) 识别出多套具有正  $\epsilon_{Nd}(t)$  (+3~+5.9)、低  $t_{DM}$  (0.42~1.0 Ga) 和高 Pb ( $^{206}Pb/^{204}Pb=18.4\sim 18.9$ ) 的晚古生代-中生代中酸性岩浆岩组合, 研究结果显示其源区物质可能主要来自与古亚洲洋俯冲有关的新生地壳物质或俯冲残留大洋板片 (Plank and Langmuir, 1998; Wu et al., 2000, 2002, 2003; Liu et al., 2005; 葛文春等, 2005; 高晓峰, 2007; Guo et al., 2009; 周漪等, 2011; 邵治安等, 2013)。

因此, 北区这些年轻的源区物质, 可能主要继承了与古亚洲洋演化相关的新生地壳或俯冲残留洋壳。为方便讨论, 本文将其初步命名为“古亚洲洋型增生弧地壳” (图 6),  $\epsilon_{Nd}(t)\sim +4$ 。

值得注意的是, 自晚古生代到早白垩世, 北区花岗岩的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值逐渐下降而  $t_{DM2}$  增高 (图 6), 可能暗示中生代期间新加入的地壳物质具有相对这些早先存在的弧地壳在 Nd 同位素组成上具有更为演化的特征, 比如再循环沉积物或者是受到俯冲沉积物改造的地幔楔熔融产物。近年来报道的延边地区早白垩世金沟岭组玄武安山岩与和龙高镁闪长岩就具有相对低  $\epsilon_{Nd}(t)$  (+0.4~+1.6) 的特征 (李超文, 2006; Ma et al., 2015), 可能代表了由古太平洋俯冲作用形成的弧地壳产物, 因此本文将该类弧地壳定义为“古太平洋型增生弧地壳”, 其  $\epsilon_{Nd}(t)\sim +1$  (图 6)。

诚然, 古太平洋型增生弧地壳是否由古亚洲洋型增生地壳通过放射性衰变演化而来是另一个值得关注的问题。为此我们根据新增生地壳的平均 Sm ( $2.9\times 10^{-6}$ )、Nd ( $11\times 10^{-6}$ ) 含量,  $^{147}Sm/^{144}Nd=0.16$  (Hawkesworth and Kemp, 2006), 选择其初始 Nd 同位素比值  $\epsilon_{Nd}(300\text{ Ma})=+4$  来进行估算, 获得的早白垩世 (120 Ma) 该类地壳的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值为 +3.2, 通过 180 Ma 的演化, 其  $\epsilon_{Nd}(t)$  值降低大约 0.8 个单位, 显然明显高于早白垩世同期的基性岩 (图 6a 虚线所示)。因此, 北区早白垩世花岗岩的源区地壳组分并非全部由古亚洲洋型增生地壳通过放射性衰变演化而来。

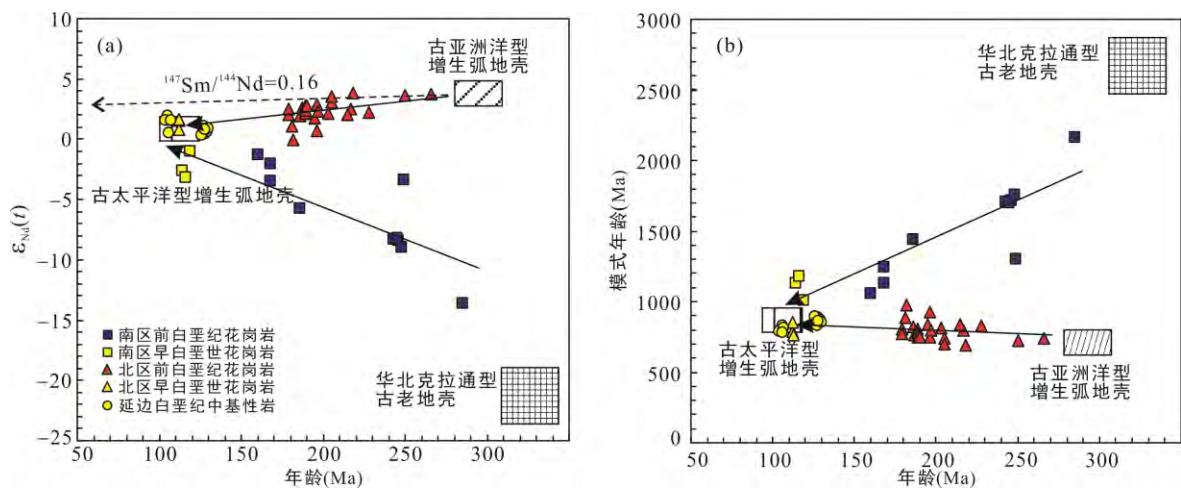
南区花岗岩的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值整体低于北区, 但明显高于其南部的桦甸和通化地区的同时代花岗岩 (图 5)。桦甸和通化地区出露太古代 TTG、古元古代变质岩和花岗岩体等典型华北克拉通物质, 且通化地区中生代花岗岩和火山岩具有类似于克拉通内部同期岩体的低的 Nd 和 Pb 同位素比值 (吴福元等, 1997; 路孝平等, 2005; Zhang et al., 2005; 裴福萍, 2008; 范蔚茗等, 2008; 李超文等, 2010)。



资料来源: 吉林南部太古代花岗岩 (吴福元等, 1997); 兴蒙造山带花岗岩 (Wu et al., 2000); 通化地区花岗岩 (裴福萍, 2008); 延边白垩纪中基性岩 (李超文, 2006; Ma et al., 2015); 延边古新世高镁安山岩 (Guo et al., 2007, 2009)。

图 5 延边地区花岗岩的 Sr-Nd 协变图

Fig.5 Sr-Nd isotopic plots for the granitoids and mafic volcanic rocks from the Yanbian area



资料来源:华北克拉通古老地壳端元(吴福元等, 1997);古亚洲洋型增生弧地壳端元依据林西、霍林河、乌兰浩特、黑河、张广才岭等地区晚古生代-中生代中酸性岩数据(Liu et al., 2005; Guo et al., 2009, 2010; 周漪等, 2011; Wu et al., 2003);古太平洋型弧地壳端元依据延边白垩纪玄武安山岩、高镁闪长岩数据(李超文, 2006; Ma et al., 2015)。古亚洲洋型增生弧地壳演化趋势线(图中虚线)根据 Hawkesworth and Kemp (2006)估计的新增生地壳成分计算:  $Sm=2.9 \times 10^{-6}$ ,  $Nd=11 \times 10^{-6}$ , 球粒陨石的  $^{147}Sm/^{144}Nd=0.1967$ ,  $^{143}Nd/^{144}Nd=0.512638$ ,  $^{147}Sm$  的衰变常数  $\lambda=6.54 \times 10^{-12}/y$ 。

图6 延边南北区花岗岩的Nd同位素组成( $\epsilon_{Nd}(t)$ )和亏损模式年龄( $t_{DM2}$ )随时间的变化趋势图(图例同图5)

Fig.6 Variation trends of  $\epsilon_{Nd}(t)$  (a) and  $t_{DM2}$  (b) vs. age of the Phanerozoic granitoids in the Yanbian area, NE China.

因此,南区地壳物质组成很可能具有华北克拉通与兴蒙造山带过渡区的特点。该区二叠纪花岗岩具有较低的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值(-13.6~-8.2)和高的  $t_{DM2}$  值(1700~2166 Ma),反映其源区可能继承了华北克拉通的古老再循环地壳组分。当然,一些研究则认为这些南区二叠纪花岗岩是由与北区花岗岩源区类似的新生下地壳物质为主体(占70%以上)熔融而成,并在岩浆上升途中遭受了由华北克拉通推覆而来的古老地壳残片的混染(Zhang et al., 2005)。本文一方面认为花岗岩形成温度较低,较冷的花岗岩不太可能在上升侵位途中遭受古老地壳大比例混染后从正的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值下降至-13.6~-8.2;另一方面,我们开展的锆石原位 Hf-O 同位素分析测试获得的较为均一的分析结果显示南区二叠纪花岗岩( $\epsilon_{Hf}(t) \approx -10$ ,  $\delta^{18}O \approx 8\text{‰}$ )明显不同于北区同时期花岗岩( $\epsilon_{Hf}(t) \approx +10$ ,  $\delta^{18}O \approx 5.5\text{‰}$ )(课题组未发表资料),因此,其源区不太可能是与北区类似的新生下地壳。

另外,随着侵位时代变新,南区花岗岩的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值逐渐增大,在早白垩世时期,其  $\epsilon_{Nd}(t)$  和  $t_{DM2}$  值已经与北区同期花岗岩趋于相同(图6),这可能反映了全新的“古太平洋型弧地壳”已经置换了先存于南区深部的地壳物质组分。

#### 4.2 古太平洋板块俯冲对区域深部地壳物质的置换作用

根据上述南区、北区花岗岩 Nd 同位素的差异和

随时间变新而趋同的特点,我们可以对延边地区地壳的演化进行归纳如下:

前人对研究区及邻区的 I 型花岗岩、A 型花岗岩、火山岩、镁铁质岩墙、高压变质岩、生物化石组合、海陆相地层及接触关系等各方面研究结果显示,研究区可能主要经历了古亚洲洋的俯冲闭合(晚古生代末期-早三叠世)、华北克拉通与兴蒙造山带碰撞后的伸展作用(晚三叠世)和古太平洋俯冲的叠加改造和置换作用(始于侏罗纪?)等三大过程和作用(Xiao et al., 2003; Wu et al., 2004b, 2007, 2011; Zhang et al., 2004; 孙德有等, 2004, 2005; 裴福萍等, 2004; Jia et al., 2004; 葛文春等, 2007; Li, 2006; 王成文等, 2009; 付长亮等, 2010; Liu et al., 2010; Guo et al., 2010; Xu et al., 2009, 2013; 李明松等, 2011; 唐克东等, 2011; 邵济安等, 2013; Ma et al., 2015)。当然,对于研究区的地质演化历史,一些学者还存在不同的认识(彭玉鲸等, 2012; 周建波等, 2013)。

结合本文及前人研究结果,延边地区花岗岩源区可能包含了至少三种地壳组分端元(图6):古亚洲洋型增生弧地壳( $\epsilon_{Nd}(t) \approx +4$ )、古太平洋型增生弧地壳( $\epsilon_{Nd}(t) \approx +1$ )和华北克拉通古老再循环地壳组分( $\epsilon_{Nd}(t) < -15$ )。

研究区内各时代的花岗岩的主体是伴随着上述三大地质过程而形成,而各种地质作用过程伴随的物质与能量的输送(比如岩浆底侵或者弧岩浆岩或

者增生楔物质)会使得研究区深部地壳的物质组成及状态发生不断地调整和改变(Collins et al., 2011)。南北两区花岗岩的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 和 $t_{DM2}$ 值从晚古生代到白垩纪趋同的变化趋势,可能正是先存于北区的古亚洲洋型增生弧地壳和南区的华北克拉通古老再循环地壳,在中生代期间遭受了古太平洋板块向欧亚大陆俯冲形成的新生弧地壳强烈置换后两区下地壳物质组分不断调整而趋于均一化的记录。

## 5 结 论

(1) 对延边地区显生宙花岗岩进行的较为系统的元素及 Nd 同位素研究表明,该地区以富尔河-古洞河断裂为界的南北两区内白垩纪之前形成的花岗岩的源区存在显著差异,北区花岗岩显示高 $\epsilon_{Nd}(t)$ 和低 $t_{DM2}$ 的年轻物源特征;南区为华北克拉通与年轻兴蒙造山带的过渡区,区内二叠纪花岗岩较低的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 和高 $t_{DM2}$ 值显示其源区继承了华北克拉通的古老再循环地壳组分。

(2) 综合本文和前人的研究结果,区域内花岗岩的熔融源区包含了至少三种地壳组分:古亚洲洋型增生弧地壳、古太平洋洋型增生弧地壳和华北克拉通古老再循环地壳。

(3) 南北两区花岗岩的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值从晚古生代到早白垩世逐渐趋同的变化趋势反映了先存于北区的古亚洲洋型增生弧地壳和南区的华北克拉通古老再循环地壳,在中生代期间遭受古太平洋板块俯冲形成的新生弧地壳的强烈改造和置换,使得区域深部地壳物质组分在早白垩世时已趋于均一。

致谢:感谢中国科学院广州地球化学研究所马金龙高级工程师、刘颖高级实验师、张乐实验师在元素、同位素组成分析过程中给予的帮助,同时感谢吉林大学葛文春教授和孙德有教授在审稿过程中有益的意见和建议。谨以此文纪念陈国达院士诞辰 102 周年!

### 参考文献(References):

付长亮,孙德有,张兴洲,魏红艳等,苟军. 2010. 吉林珲春三叠纪高镁闪长岩的发现及地质意义. 岩石学报, 26(4): 1089-1102.

范蔚茗,郭锋,高晓峰,李超文. 2008. 东北地区中生代火山岩Sr-Nd同位素区划及其大地构造意义. 地球化学, 37(4): 361-372.

高晓峰. 2007. 东北地区中生代火成岩Sr-Nd-Pb同位素填图及其对区域构造演化的制约. 广州:中国科学院

广州地球化学研究所博士学位论文.

葛文春,吴福元,周长勇,张吉衡. 2005. 大兴安岭中部乌兰浩特地区中生代花岗岩的锆石U-Pb年龄及地质意义. 岩石学报, 21(3): 0749-0762.

葛文春,吴福元,周长勇,张吉衡. 2007. 兴蒙造山带东段斑岩型Cu, Mo矿床成矿时代及其地球动力学意义. 科学通报, 52(20): 2407-2417.

吉林省地质矿产局. 1989. 吉林省区域地质志. 北京:地质出版社: 698-710.

李超文. 2006. 吉林省东南部晚古生代火山作用及其深部过程研究. 广州:中国科学院广州地球化学研究所博士学位论文.

李超文,郭锋,赵亮,李红霞. 2010. 吉林东南部晚中生代中酸性火山作用成因的地球化学制约. 岩石学报, 26(4): 1074-1088.

李红霞,郭锋,李超文,赵亮. 2012. 延边小西南岔金铜矿区早白垩世英云闪长岩的岩石成因. 地球化学, 41(6): 497-514.

李明松,孙跃武,赵国伟. 2011. 吉林延边地区汪清县大兴沟早二叠世华夏植物群的发现及其地质意义. 地球科学进展, 26(3): 339-346.

梁细荣,韦刚健,李献华,刘颖. 2003. 利用MC-ICPMS精确测定 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 和Sm/Nd比值. 地球化学, 32(1): 92-96.

刘燊,胡瑞忠,冯彩霞,冯光英,于晓飞,李才,贾大成,齐有强,王涛. 2009. 吉林东部大蒲柴河adakites锆石U-Pb年龄、Hf同位素特征及其意义. 岩石学报, 25(12): 3153-3164.

刘颖,刘海臣,李献华. 1996. 用ICP-MS准确测定岩石样品中的40余种微量元素. 地球化学, 25(6): 552-558.

路孝平,吴福元,郭敬辉,殷长建. 2005. 通化地区古元古代晚期花岗岩岩浆作用与地壳演化. 岩石学报, 21(3): 0721-0736.

裴福萍,许文良,勒克. 2004. 延边地区晚三叠世火山岩的岩石地球化学特征及其构造意义. 世界地质, 23(1): 6-13.

裴福萍. 2008. 辽南-吉南中生代侵入岩锆石U-Pb年代学和地球化学:对华北克拉通破坏时空范围的制约. 长春:吉林大学博士学位论文.

彭玉鲸,齐成栋,周晓东,卢兴波,董红辰,李状. 2012. 吉黑复合造山带古亚洲洋向滨太平洋构造域转换:时间标志与全球构造的联系. 地质与资源, 21(3): 261-265.

孙德有,吴福元,张艳斌,高山. 2004. 西拉木伦河-长春-延吉板块缝合带的最后闭合时间——来自吉林大玉山花岗岩体的证据. 吉林大学学报:地球科学版, 34(2):

- 174–181.
- 孙德有, 吴福元, 高山, 路孝平. 2005. 吉林中部晚三叠世和早侏罗世两期铝质A型花岗岩的厘定及对吉黑东部构造格局的制约. *地学前缘*, 12(2): 263–275.
- 邵济安, 李永飞, 唐克东. 2013. 张广才岭造山过程的重构及其大地构造意义. *岩石学报*, 29(9): 2959–2970.
- 唐克东, 邵济安, 李景春, 康庄. 2004. 吉林延边缝合带的性质与东北亚构造. *地质通报*, 23(9–10): 885–891.
- 唐克东, 邵济安, 李永飞. 2011. 松嫩地块及其研究意义. *地学前缘*, 18(3): 57–65.
- 王成文, 孙跃武, 李宁, 赵国伟, 马小琴. 2009. 中国东北及邻区晚古生代地层分布规律的大地构造意义. *中国科学(D辑)*, 39(10): 1429–1437.
- 吴福元, 葛文春, 孙德有, 林强, 周燕. 1997. 吉林南部太古代花岗岩Sm-Nd, Rb-Sr同位素年龄测定. *岩石学报*, 13(4): 499–506.
- 徐公愉. 1993. 东北亚地区古亚洲洋的构造演化特点. *吉林地质*, 12(3): 1–8.
- 张超, 郭巍, 徐仲元, 刘正红, 刘永江. 2014. 吉林东部延边地区二长花岗岩年代学、岩石成因及其构造意义研究. *岩石学报*, 30(2): 0512–0526.
- 赵院冬, 迟效国, 车继英, 刘建峰, 赵芝. 2009. 延边–东宁地区晚三叠世花岗岩地球化学特征及其大地构造背景. *吉林大学学报: 地球科学版*, 39(3): 425–434.
- 周建波, 韩杰, Simom AW, 郭晓丹, 曾维顺, 曹嘉麟. 2013. 吉林–黑龙江高压变质带的初步厘定: 证据和意义. *岩石学报*, 29(2): 386–398.
- 周漪, 葛文春, 王清海. 2011. 大兴安岭中部乌兰浩特地区中生代花岗岩的成因——地球化学及Sr-Nd-Hf同位素制约. *岩石矿物学杂志*, 30(5): 901–923.
- Chen J F and Jahn B M. 1998. Crustal evolution of southeastern China: Nd and Sr isotopic evidence. *Tectonophysics*, 284: 101–133.
- Collins W J, Belousova E A, Kemp A S I and Murphy J B. 2011. Two contrasting Phanerozoic orogenic systems revealed by hafnium isotope data. *Nature*, 4: 333–337.
- DePaolo D J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291: 193–196.
- Guo F, Nakamura E, Fan W M, Kobayoshi K and Li C W. 2007. Generation of Palaeocene adakitic andesites by magma mixing; Yanji Area, NE China. *Journal of Petrology*, 48: 661–692.
- Guo F, Fan W M, Li C W, Gao X F and Miao L C. 2009. Early Cretaceous highly positive- $\epsilon_{Nd}$  felsic volcanic rocks from the Hinggan Mountains, NE China: Origin and implications for Phanerozoic crustal growth. *International Journal of Earth Sciences*, 98: 1395–1411.
- Guo F, Fan W M, Gao X F, Li C W, Miao L C, Zhao L and Li H X. 2010. Sr-Nd-Pb isotope mapping of Mesozoic igneous rocks in NE China: Constraints on tectonic framework and Phanerozoic crustal growth. *Lithos*, 120: 563–578.
- Guo F, Fan W M, Li C W, Zhao L, Li H X and Yang J H. 2012. Multi-stage crust-mantle interaction in SE China: Temporal, thermal and compositional constraints from the Mesozoic felsic volcanic rocks in eastern Guangdong-Fujian provinces. *Lithos*, 150: 62–84.
- Hawkesworth C J and Kemp A I S. 2006. The differentiation and rates of generation of the continental crust. *Chemical Geology*, 226: 134–143.
- Jahn B M and Condie K C. 1995. Evolution of the Kaapvaal Craton as viewed from geochemical and Sm, Nd isotopic analyses of intracratonic pelites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 2239–2258.
- Jahn B M, Wu F Y and Chen B. 2000. Massive granitoid generation in central Asia: Nd isotopic evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic. *Episodes*, 23: 82–92.
- Jia D C, Hu R Z, Lu Y and Qiu X L. 2004. Collision belt between the Khanka block and the North China block in the Yanbian Region, Northeast China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23: 211–219.
- Li J Y. 2006. Permian geodynamic setting of Northeast China and adjacent regions: Closure of the Paleo-Asian Ocean and subduction of the Paleo-Pacific Plate. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26: 207–224.
- Liu S, Hu R Z, Gao S, Feng C X, Coulson I M, Li C, Wang T and Qi Y Q. 2010. Zircon U-Pb age and Sr-Nd-Hf isotope geochemistry of Permian granodiorite and associated gabbro in the Songliao Block, NE China and implications for growth of juvenile crust. *Lithos*, 114: 423–436.
- Liu W, Siebel W, Li X J and Pan X F. 2005. Petrogenesis of the Linxi granitoids, northern Inner Mongolia of China: Constraints on basaltic underplating. *Chemical Geology*, 219: 5–35.
- Ma X H, Cao R, Zhou Z H and Zhu W P. 2015. Early Cretaceous high-Mg diorites in the Yanji area, northeastern China: Petrogenesis and tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 97: 393–405.
- Peucat J J, Jegouzo P, Vidal P and Griffiths J B. 1988. Continental crust formation seen through the Sr and Nd

- isotope systematics of S-type granites in the Hercynian belt of western France. *Earth and Planetary Science Letters*, 88: 60–80.
- Plank T and Langmuir C H. 1998. The chemical composition of subducting sediments and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145(3/4): 325–394.
- Rudnick R L and Gao S. 2003. Composition of the Continental Crust // Heinrich Holland and Karl Turekian. *Treatise on Geochemistry (Second Edition)*. Amsterdam: Elsevier: 1–56.
- Sengör A M C, Natal'in B A and Burtman V S. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, 364: 299–307.
- Sun D Y, Suzuki K, Kajizuka I, Kamikubo H, Lu X P and Wu F Y. 2009. CHIME dating of monazite from the Dongqing pluton in SE Jilin, China. *The Journal of Earth and Planetary Sciences (Nagoya University)*, 55: 23–37.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42: 313–345.
- Taylor S R and McLennan S M. 1985. *The continental crust: Its composition and evolution*. Oxford: Blackwell Press: 312.
- Wilde S A, Wu F Y and Zhao G C. 2010. The Khanka Block, NE China, and its significance for the evolution of the Central Asian Orogenic Belt and continental accretion. *Geological Society, London, Special Publications*, 338: 117–137.
- Windley B, Alexeiev D V, Xiao W J, Kröner A and Badarch G. 2007. Tectonic models for accretion of Central Asian Orogenic Belt. *Journal of Geological Society, London*, 164: 31–47.
- Wu F Y, Jahn B M, Wilde S A and Sun D Y. 2000. Phanerozoic continental crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in northeastern China. *Tectonophysics*, 328: 89–113.
- Wu F Y, Sun D Y, Li H M, Jahn B M and Wilde S A. 2002. A-type granites in Northeastern China: Age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chemical Geology*, 187: 143–173.
- Wu F Y, Jahn B M, Wilde S A, Lo C H, Yui T F, Lin Q, Ge W C and Sun D Y. 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China ( ): Isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. *Lithos*, 67: 191–204.
- Wu F Y, Sun D Y, Jahn B M and Wilde S A. 2004a. A Jurassic garnet-bearing granitic pluton from NE China showing tetrad REE patterns. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23: 731–744.
- Wu F Y, Wilde S A, Sun D Y and Zhang G L. 2004b. Geochronology and petrogenesis of post-orogenic Cu, Ni-bearing mafic-ultramafic intrusions in Jilin, NE China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23: 781–797.
- Wu F Y, Zhao G C, Sun D Y, Wilde S A and Yang J H. 2007. The Hulan Group: Its role in the evolution of the central Asian Orogenic Belt of NE China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30: 542–556.
- Wu F Y, Sun D Y, Ge W C, Zhang Y B, Grant M L, Wilde S A and Jahn B M. 2011. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41: 1–30.
- Xiao W J, Windley B F, Hao J and Zhai M G. 2003. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the central Asian orogenic belt. *Tectonics*, 22: 1069, doi: 10.1029/2002TC001484.
- Xu W L, Ji W Q, Pei F P, Meng E, Yu Y, Yang D B and Zhang X Z. 2009. Triassic volcanism in eastern Heilongjiang and Jilin provinces, NE China: Chronology, geochemistry, and tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34: 392–402.
- Xu W L, Pei F P, Wang F, Meng E, Ji W Q, Yang D B and Wang W. 2013. Spatial-temporal relationships of Mesozoic volcanic rocks in NE China: Constraints on tectonic overprinting and transformations between multiple tectonic regimes. *Journal of Asian Earth Sciences*, 74: 167–193.
- Zhang Y B, Wu F Y, Wilde S A, Zhai M G, Lu X P and Sun D Y. 2004. Zircon U-Pb age and tectonic implication of 'Early Paleozoic' granitoids at Yanbian, Jilin Province, northeast China. *The Island Arc*, 13: 484–505.
- Zhang Y B, Wu F Y, Zhai M G and Lu X P. 2005. Tectonic setting of the Helong Block: Implication for the northern boundary of the eastern North China Craton. *Science in China (Series D)*, 48(10): 1599–1612.
- Zhai M G, Fan Q C, Zhang H F, Sui J L and Shao J A. 2007. Lower crustal processes leading to Mesozoic lithospheric thinning beneath eastern North China: Underplating, replacement and delamination. *Lithos*, 96: 36–54.
- Zhou J B and Wilde S A. 2013. The crustal accretion history and tectonic evolution of the NE China segment of the Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Research*, 23: 1365–1377.



## Nd Isotope Constraint on Crustal Replacement Induced by Subduction of Paleo-Pacific Plate in the Yanbian Area, NE China

HUANG Miwei<sup>1,2</sup>, GUO Feng<sup>1</sup>, ZHAO Liang<sup>1</sup> and LI Jingyan<sup>1,2</sup>

(1. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

**Abstract:** A detailed Nd isotopic study on the Late Paleozoic-Early Cretaceous granitoids from the Yanbian area, NE China, is presented in this paper. The new results show that there are two granite zones in the area, i.e., the North and South Granite Zones separated by the Fu'erhe-Gudonghe Fault. Most of the granitoids in the Northern Zone are characterized by positive  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  values ( $-0.7$ – $+3.8$ ) and younger  $t_{\text{DM2}}$  model ages (691–976 Ma), suggesting a significant contribution of juvenile crustal material. In contrast, the granitoids in the South Zone show negative  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  values, ranging from  $-13.6$  to  $-0.6$ , and older  $t_{\text{DM2}}$  ages of 1004–2166 Ma, implying that the Precambrian old recycled crust of North China Craton played a significant role in the generation of these rocks. Following the youthening of the emplacement age, the  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  value of the granitoids in the North Zone decreases gradually, whereas it increases in the South Zone. During the Early Cretaceous, the  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  value of the granitoids in both zones tends to be identical. Such a Nd isotopic variation trend reflects that the compositions of the deep crust beneath the two granite zones were the same in the Early Cretaceous. Our results indicate that the pre-existing deep crustal materials, which had been inherited from the North China Craton and the Central Asian Accretion Orogen respectively, were strongly replaced by the newly accreted crust formed by Mesozoic subduction of the Paleo-Pacific Ocean. Our conclusions provide new insight into the deep crustal replacement beneath NE China superimposed by the subduction of Paleo-Pacific Ocean.

**Keywords:** subduction of paleo-Pacific plate; replacement; Nd isotope; granitoids; Yanbian area