

文章编号: 1000-6524(2001)03-0353-07

吉黑东部花岗岩类的稳定同位素组成

李之彤, 朱群

(沈阳地质矿产研究所, 辽宁 沈阳 100032)

摘要: 吉黑东部花岗岩类分布广泛, 形成历史漫长, 岩石类型齐全。按成因类型划分, 以 I 型为主, A 型次之, S 型很少, M 型极少。其稳定同位素组成独特, 大多数岩体锶初始值低, 氧同位素正常或低, 铅同位素以低²⁰⁴Pb 和高²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb、²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb、²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 为主, 钽初始值高, 说明其基底岩石成熟度低, 地幔物质混入量较多。这些特点明显区别于华北和华南的花岗岩。

关键词: 花岗岩类; 稳定同位素; 吉黑东部

中图分类号: P588.12⁺1; P597⁺.2 **文献标识码:** A

1 吉黑东部花岗岩概述

吉黑东部地质景观以花岗岩类广泛出露为特色, 在小兴安岭—张广才岭山区构成一条近南北走向的巨型花岗岩带, 长约 1 500 km, 宽 150~180 km, 规模之大, 世界罕见^[1-3]。这些花岗岩类形成于漫长的地质历史中, 自太古—元古宙至新生代均有产出^[4]。其中, 以中生代和古生代花岗岩类居多, 其次是元古宙和太古宙花岗岩类^[5]。从空间分布看, 太古宙、元古宙花岗岩类出露在龙岗地块和佳木斯地块中, 早古生代花岗岩类分布在龙岗地块北侧^[6]和佳木斯地块东西两侧, 晚古生代和中生代花岗岩类则占据着龙岗地块以北和佳木斯地块以西以南的广大地区^[1], 新生代花岗岩类小岩体仅见于长白山区。岩石类型齐全, 以二长花岗岩、花岗闪长岩、碱长花岗岩(包括碱性花岗岩)最为发育, 钾长花岗岩、英云闪长岩次之, 有少量石英闪长岩、石英正长岩和极少的蛇绿岩套中的钠长岩及与石英正长岩共生的霓霞正长岩等。按成因类型划分, 以 I 型为主, A 型次之, S 型很少。此外, 上述钠长岩和延边地区与辉长岩共生的斜长花岗岩可能属 M 型。各成因类型花岗岩的稳定同位素组成特点明显不同, 下面对此略加讨论。本文资料所涉仅限于所谓吉黑地槽中的花岗岩体。

2 吉黑东部花岗岩类稳定同位素组成

吉黑东部花岗岩类稳定同位素组成资料, 除了多数铅和部分锶同位素资料是作者采样测定外, 大部分是搜集的。

2.1 锶同位素

吉黑东部地区各个地质时代花岗岩类岩石的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 初始值数据列于表 1, 大部分数据小于 0.709, 在 0.701~0.714 间数据几乎是连续分布的, 大于 0.720 的数据只有 1 个, 大于 0.709 的有 13 个, 介于 0.704~0.706 之间的有 32 个, 其中在 0.705 处出现频数峰值。看来本区亦存在 I_{Sr} 值高低不同的两种类型花岗岩^[7], 与南岭略有不同: 低初始值花岗岩类的 $I_{Sr} < 0.708$, 高初始值花岗岩类的 $I_{Sr} > 0.709$ 。其中 I 型花岗岩类的 I_{Sr} 为 0.7017~0.7094, 多数 ≤ 0.706 , 即接近于或低于地幔的 I_{Sr} 值(0.705)^[14], 表现出明显的低 I_{Sr}

收稿日期: 2001-04-28; 修订日期: 2001-07-27

作者简介: 李之彤(1935-), 研究员, 长期从事花岗岩、火山岩和金矿床研究。

表1 吉黑东部部分花岗岩类岩体的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr初始值Table 1 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr initial values of some granitoids from eastern Jilin and Heilongjiang Provinces

序号	时代	岩体名称	岩石类型	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	年龄值 / Ma	序号	时代	岩体名称	岩石类型	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	年龄值 / Ma
1	γ_3^3	团结沟	花岗闪长斑岩	0.70697	104.5	37	γ_5^{1-1}	大王折子	碱性花岗岩	0.7026	229
2	γ_3^3	高尔洛	二长花岗岩	0.70766	124	38	γ_5^{1-1}	二道河子	正长花岗岩	0.7059	231
3	γ_3^3	二龙山	正长花岗岩	0.7105	138	39	γ_5^{1-1}	清水	碱性花岗岩	0.71056	218
4	γ_3^3	弓棚子	花岗闪长岩	0.7054	148	40	γ_5^{1-1}	大荒沟	英云闪长岩	0.7031	216
5	γ_3^3	苇子沟	正长花岗岩	0.7034	170	41	γ_5^{1-1}	珲春北	二长花岗岩	0.7030	242
6	γ_3^3	青牛山	二长花岗岩	0.70488	177	42	γ_5^{1-1}	扇车山	正长花岗岩	0.70415	240.59
7	γ_3^3	前撮落	花岗闪长斑岩	0.7059	175.3	43	γ_5^{1-1}	白石山	花岗闪长岩	0.70498	227.49
8	γ_3^3	松峰山	碱长花岗岩	0.70664	170	44	γ_4^3	二道甸子	花岗闪长岩	0.7034	244
9	γ_3^3	二股	花岗闪长岩	0.7063	177.8	45	γ_4^3	苇河	花岗闪长岩	0.70519	209.8
10	γ_3^3	北沟	正长花岗岩	0.70589	180.5	46	γ_4^3	苇河	花岗闪长岩	0.7045	271
11	γ_3^3	山市	碱长花岗岩	0.7062	184.95	47	γ_4^3	太平岭		0.7044	204
12	γ_3^3	永安	正长花岗岩	0.70669	190.18	48	γ_4^3	七十二顶子	花岗闪长岩	0.7043	205
13	γ_3^3	北沟	二长花岗岩	0.7037	196.54	49	γ_4^3	宝石	碱长花岗岩	0.70415	240.5
14	γ_3^3	乌吉密	正长花岗岩	0.7051	184.8	50	γ_4^3	柴河	花岗闪长岩	0.7094	285
15	γ_3^{1-3}	冯店	二长花岗岩	0.7048	195	51	γ_4^3	柴河	花岗闪长岩	0.7096	260
16	γ_3^{1-3}	团结	二长花岗岩	0.70487	202	52	γ_4^1	翠宏山	二长花岗岩	0.7201	324
17	γ_3^{1-3}	小白	碱长花岗岩	0.70595	209.8	53	γ^1	小北湖	二长花岗岩	0.7097	346
18	γ_3^{1-3}	大丰	正长花岗岩	0.7094	206	54	γ^1		花岗闪长岩	0.70678	361.97
19	γ_3^{1-3}	红石砬子	碱性花岗岩	0.7111	210	55	γ_3^2	尔站	石英闪长岩	0.7045	434
20	γ_3^{1-3}	三不管	二长花岗岩	0.7059	180±13	56	γ_3^2		英云闪长岩	0.7056	435
21	γ_3^{1-3}	长汀	正长花岗岩	0.7062	185±3	57	γ_3^2	碾盘山	正长花岗岩	0.7139	446.7
22	γ_3^{1-3}	一撮毛	碱长花岗岩	0.7047	186±7	58	γ_3^2	金星	碱长花岗岩	0.7109	415.5
23	γ_3^{1-3}	大扬顶子	碱长花岗岩	0.7067	190±7	59	γ_3^2	丰沟	花岗闪长岩	0.7056	456
24	γ_3^{1-3}	柳树河子	正长花岗岩	0.70937	206±25	60	γ_3^2	鸡岭	花岗闪长岩	0.7086	445
25	γ_3^{1-3}	闹枝沟	二长花岗岩	0.70513	223±27	61	γ_3^2	郎乡南沟	花岗闪长岩	0.7045	375
26	γ_3^{1-3}	丰林河	二长花岗岩	0.7073	215.2	62	γ_3^2	西林	混染花岗岩	0.709	451
27	γ_3^{1-3}	红旗沟	二长花岗岩	0.70846	212.8	63	γ_3^2	石场屯	英云闪长岩	0.7017	394
28	γ_3^{1-3}	闹枝沟	二长花岗岩	0.7057	206.7±2.4	64	γ_3^2	前庙岭	二长花岗岩	0.70535	352
29	γ_3^{1-3}	太平岭	二长花岗岩	0.70444	205.12	65	γ_3^2	大玉山	花岗闪长岩	0.70398	(400)
30	γ_3^{1-3}	罗子沟	二长花岗岩	0.7043	205±3	66	γ_3^2	黄泥河南	花岗闪长岩	0.70577	
31	γ_3^{1-3}	闹枝沟	二长花岗岩	0.7059	202.1	67	γ_3^2	黄泥河南	花岗闪长岩	0.70617	
32	γ_3^{1-3}	五星山	碱长花岗岩	0.70189	183.7	68	γ_3^2	黄泥河南	花岗闪长岩	0.70571	
33	γ_3^{1-3}	石人	二长花岗岩	0.7048	217.9	69	γ_3^2	黄泥河北	二长花岗岩	0.70630	320.52
34	γ_3^{1-3}	荒沟	正长花岗岩	0.7035	195	70	γ_3^1	楚山	花岗闪长岩	0.7104	626
35	γ_3^{1-3}	亮兵	二长花岗岩	0.7045	234.6	71	γ_3^1	胡铁岭	花岗闪长岩	0.7062	672
36	γ_5^{1-1}	热闹街	二长花岗岩	0.70246	239.89						

注: 表1中标记*号的(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i值为磷灰石测定值; 数据1引自: 马家骏等, 黑龙江地质, 1990, 第1卷, 第1期; 数据2, 6引自: 马志伟, 吉林省西南地区花岗岩类及成矿作用, 1988; 数据3, 4, 8, 9, 14~19, 37~39, 46~49, 52, 57~62, 71引自: 栾慧敏, 黑龙江省区域地质志原始资料, 1989; 数据7引自: 王元德, 吉林省永吉县大黑山钼矿床地质研究报告, 1986; 数据10~12, 53~56引自: 张孟宽等, 黑龙江省同位素年龄汇编, 1992; 数据13: 由张炯飞转告, 1993; 数据20~25引自: 张海珩等, 黑龙江省印支期花岗岩的确定及其构造意义, 黑龙江地质, 1991, 2(1); 数据26, 27引自: 赵寒冬, 黑龙江地质, 1998, 9(2); 数据32, 33引自: 赵源成, 私人通信, 1985; 数据5, 34~36, 42, 44, 63引自文献[8]; 数据28~30引自文献[9]; 数据31引自文献[10]; 数据40, 41引自文献[11]; 数据43引自文献[2]; 数据64引自文献[12]; 数据70引自文献[13]。

的特点。而华南中生代同熔系列花岗岩类的 I_{Sr} 值范围为 0.7043~0.7090, 其中 < 0.705 的样品只有 2 个, 多数在 0.706 以上, 与本区差别明显。本区 S 型花岗岩类, 按目前已知的几个岩体看, I_{Sr} 值在 0.7095~0.7201 之间, 与华南陆壳改造系列花岗岩类的 0.7094~0.7410 相比亦相对偏低^[15]。本区 A 型花岗岩类的 I_{Sr} 值变化范围为 0.7026~0.7111, 与我国东南沿海著名的魁岐岩体的 I_{Sr} 值变化范围 0.7034~0.7112^[16] 相近。河北省 A 型花岗岩体 I_{Sr} 为 0.7034^[17, 18], 河南省秦岭龙王疃 A 型花岗岩体 I_{Sr} 达到 0.7250^[19], 内蒙古巴尔哲碱性花岗岩体甚至低至 0.698。A 型花岗岩类 I_{Sr} 值范围如此之大, 一般认为与地幔锶同位素的不均匀性和地壳物质的不同程度卷入有关; Collins 等则主张用下地壳源岩成分差异以及源岩形成与 A 型岩浆发生之间的时间间隔长短来解释。魏春生等认为 A 型花岗岩 I_{Sr} 值高, 表明其直接来源于亏损地幔的可能性不大, 并主张将 I_{Sr} 值与 Nd 同位素和锆石 $\delta^{18}O$ 值结合起来, 研究其物质来源^[18]。

由上述可见, 徐克勤教授提出的 I 型和 S 型花岗岩的 I_{Sr} 数值范围大体上亦适用于吉黑东部地区, 惟本区尚未发现典型的 M 型花岗岩, 仅在那丹哈达岭饶河蛇绿岩套中, 发现钠长岩, 但未测锶初始值, 无法与其他 M 型花岗岩对比。一些低锶初始值的岩体又不具有 M 型花岗岩的岩石、矿物、地球化学特征及相应的构造环境, 它们只能被划为 I 型花岗岩类。如此多的低 I_{Sr} 数据可能与吉黑东部基底组成物质有关, 如区内分布较广的黑龙江群绿片相变质岩类的 I_{Sr} 值就比较低, 分别为 0.7020、0.7027、0.7049。值得指出的是, 本区亦存在低 I_{Sr} 值的过铝花岗岩类^[20], 如吉林省延边的苇子沟岩体, 其 I_{Sr} 值为 0.7034。

2.2 氧同位素

搜集到的吉黑东部花岗岩类的氧同位素数据有 82 个, 分析对象有全岩, 也有石英、长石、黑云母及磁铁矿(表 2)。

从表 2 可以清楚地看出, 按 H. P 泰勒的划分, 本区花岗岩类以正常的 $\delta^{18}O$ 花岗岩类为主, $\delta^{18}O$ 值多介于 6‰~10‰ 之间, 这一特点与我国华北地区中生代花岗岩类相近, 而与南岭中生代花岗岩类相差甚远。这些正常 $\delta^{18}O$ 花岗岩类多数属 I 型花岗岩, 与国内相当类型花岗岩的 $\delta^{18}O$ 值相一致^[17, 15]。区内仅有的少数高 $\delta^{18}O$ 值的花岗岩体按各种标志判定确属 S 型花岗岩, 即壳源花岗岩类, 如望远楼花岗闪长岩和东清二云母花岗岩等。还有些花岗岩 $\delta^{18}O$ 值甚至低于幔源岩浆(5.5‰~7‰), 个别岩体还呈负值。这种氧同位素偏低的特征, 泰勒认为, 此乃在岩浆体侵入于可渗透的围岩中时, 岩浆呈一巨大的“热引擎”, 使围岩中含大量 $\delta^{18}O$ 的地下水驱动起来, 导致岩浆体与围岩长时间对流循环, 从而使岩体的 $\delta^{18}O$ 值降低。赵子福等认为水-岩反应温度较高(约 400℃)和反应时间较长是导致石英 $\delta^{18}O$ 值降低的主要因素^[21]。吉黑东部贫 $\delta^{18}O$ 的花岗岩类多半是燕山期规模较小的岩体, 形成深度较浅, 基本与上述两种情况相符。

吉黑东部花岗岩中石英的 $\delta^{18}O$ 值一般比全岩 $\delta^{18}O$ 值大 1.0‰~1.5‰。本区花岗岩类的 $\delta^{18}O$ 值确实多属正常类型, 即多为 I 型花岗岩类, 这与由锶同位素所得出的判断完全一致。

2.3 铅同位素

本区钾长石铅同位素组成资料是笔者与张理刚等^[22]进行中国东部中生代花岗岩长石铅同位素区域性演化研究时获得的。下面根据测定结果、有关参数及少数他人资料, 叙述本区花岗岩类长石铅同位素组成的特点(表 3)。

(1) ^{204}Pb 值变化范围为 1.345~1.382, 其中, 大于 1.370 者只有 13 个样品, 平均值为 1.364, 方差 0.11。与国内其它地区比较, 本区 ^{204}Pb 值明显小于冀鲁辽、秦岭、桐柏-大别及扬子地区的 ^{204}Pb 值, 与大兴安岭一带的 ^{204}Pb 值极为相近, 只略高于南岭地区。

(2) $^{206}Pb/^{204}Pb$ 、 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 比值, 均较高, 其值分别为: 17.557~19.107(平均 18.392, 方差 0.240)、15.447~15.837(平均 15.582, 方差 0.083)、37.670~39.348(平均 38.353, 方差 0.309)。与国内其他地区对比, 上述比值明显高于冀鲁辽、秦岭、桐柏、大别、扬子等地区的相应比值。与大兴安岭一带比较相近, 与南岭地区相比略低, 说明在吉黑地区花岗岩中有较高的放射成因铀铅含量或较高的钍铅含量。

表2 吉黑东部花岗岩类氧同位素测定结果

Table 2 Oxygen isotope determinations of granitoids from eastern Jilin and Heilongjiang Province

序号	岩体名称	时代	岩石类型	样品号	样品名称	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	序号	岩体名称	时代	岩石类型	样品号	样品名称	$\delta^{18}\text{O}$ ‰
1	双鸭山	γ_{1-2}	花岗闪长岩	JD4344	全岩	9.33	42	三道沟	γ_4^3	二长花岗岩	E_8	全岩	5.0
2	东关门山	γ_{1-2}	二云母花岗岩	JD76	全岩	10.82	43	亮兵	γ_4^3	二长花岗岩	37113	全岩	11.0
3	东关门山	γ_{1-2}	二云母花岗岩	JD35	全岩	13.25	44	梨树沟	γ_4^3	正长花岗岩	36339_1	全岩	6.8
4	大叶沟	γ_{1-2}	二长花岗岩	JD109	全岩	8.42	45	苇子沟	γ_2^3	正长花岗岩	27099_1	全岩	8.4
5	分水岭	γ_{1-2}	闪长岩	JD43190	全岩	8.24	46	苇子沟	γ_2^3	黑云母花岗岩	27129_2	全岩	9.0
6	锅盔山	γ_{1-2}	花岗闪长岩	JD4320	全岩	9.88	47	亲合屯	γ_2^3	二长花岗岩	27143	全岩	7.4
7	湖水	γ_3^1	花岗闪长岩		全岩	9.62-13.94	48	十里坪	γ_2^3	正长花岗岩	36067_1	全岩	6.8
8	黄泥岭	γ_2^3	英云闪长岩	46055	全岩	8.4	49	黄泥河	γ_2^3	英云闪长岩	46055	全岩	8.4
9	黄泥岭	γ_2^3	花岗闪长岩	II_2.2	斜长石	8.2	50	矿区	γ_2^3	花岗闪长岩	M72_1	全岩	8.8
10	黄泥岭	γ_2^3	花岗闪长岩	II_2.4	石英	9.39	51	尖山子	γ_2^3	闪长岩	27145	全岩	5.1
11	黄泥岭	γ_2^3	花岗闪长岩	II_2.6	黑云母	5.76	52	卧龙	γ_2^3	二长花岗岩		全岩	9.2
12	黄泥岭	γ_2^3	花岗闪长岩	II_2.6	磁铁矿	1.17	53	卧龙	γ_2^3	二长花岗岩		全岩	9.1
13	黄泥岭	γ_2^3	花岗闪长岩	II_2.7	黑云母	4.66	54	天桥岗	γ_2^3	碱长花岗岩	18	全岩	7.45
14	孟山	γ_2^3	花岗闪长岩	46013	全岩	8.6	55	天桥岗	γ_2^3	碱长花岗岩	28	全岩	11.40
15	后庙岭	γ_2^3	二长花岗岩		碱长石	4.2	56	天桥岗	γ_2^3	碱长花岗岩	29	全岩	9.15
16	小西南岔西山	γ_4^3	花岗闪长岩	16PV04	全岩	5.0	57	天桥岗	γ_2^3	碱长花岗岩	32	全岩	6.92
17	豹虎岭	γ_4^3	花岗闪长岩	16004	全岩	7.4	58	天桥岗	γ_2^3	花岗斑岩	50	全岩	9.08
18	棉田	γ_4^3	花岗闪长岩	27136	全岩	5.2	59	望桥岗	γ_2^3	花岗闪长岩		石英	15.1
19	棉田	γ_4^3	花岗闪长岩	I_4.6	石英	8.56	60	东塔子	γ_2^3	碱长花岗岩	2_9_5	石英	7.45
20	榆树川	γ_4^3	二长花岗岩	36017.2	全岩	8.2	61	老窑沟	γ_2^3	花岗闪长岩	2_7_1	石英	11.74
21	马五店	γ_4^3	二长花岗岩	37037	全岩	5.9	62	东两家	γ_2^3	二长花岗岩	2_16_1	石英	6.97
22	雁脖岭	γ_4^3	花岗闪长岩	I_1.2	石英	8.53	63	齐家街	γ_2^3	花岗闪长岩	4_4	石英	8.36
23	雁脖岭	γ_4^3	花岗闪长岩	I_1.2	碱长石	6.98	64	取柴河	γ_2^3	二长花岗岩	II_3_9	石英	8.11
24	天岗	γ_4^3	二长花岗岩	20	全岩	6.97	65	鹁鸽砬	γ_2^3	二长花岗岩	I_4_3	石英	8.63
25	天岗	γ_4^3	二长花岗岩	21	全岩	10.96	66	蚂蚁河	γ_2^3	二长花岗岩	IV_1_2	石英	8.44
26	天岗	γ_4^3	二长花岗岩	36	全岩	12.28	67	蚂蚁河	γ_2^3	二长花岗岩	IV_1_2	碱长石	7.28
27	天岗	γ_4^3	二长花岗岩	37	全岩	9.73	68	青林子	γ_2^3	碱长花岗岩	III_13	全岩	8.3
28	江密峰	γ_4^3	花岗闪长岩	13	全岩	9.80	69	大青响子	γ_2^3	花岗闪长岩	56_35	全岩	5.95
29	江密峰	γ_4^3	花岗闪长岩	14	全岩	11.47	70	三清	γ_2^3	花岗闪长岩	56_41	全岩	1.8
30	江密峰	γ_4^3	花岗闪长岩	25	全岩	9.97	71	杨木顶子	γ_2^3	正长花岗岩	52_5	全岩	4.58
31	江密峰	γ_4^3	花岗闪长岩	30	全岩	8.36	72	杨木顶子	γ_2^3	正长花岗岩	52_13	全岩	6.22
32	江密峰	γ_4^3	花岗闪长岩	31	全岩	5.94	73	曙光	γ_2^3	石英正长斑岩	56_57	全岩	-3.38
33	江密峰	γ_4^3	花岗闪长岩	34	全岩	9.89	74	黑龙宫	γ_2^3	正长花岗岩	56_70	全岩	6.88
34	江密峰	γ_4^3	花岗闪长岩	35	全岩	8.60	75	太平岭	γ_2^3	花岗闪长岩	56_73	全岩	5.69
35	江密峰	γ_4^3	花岗闪长岩	43	全岩	9.69	76	桦树屯	γ_2^3	二长花岗岩	56_79	全岩	1.8
36	江密峰	γ_4^3	花岗闪长岩	44	全岩	8.88	77	三号坝	γ_2^3	花岗闪长岩	56_81	全岩	5.54
37	大荒沟	γ_4^3	英云闪长岩	16PV14	全岩	7.9	78	三号坝	γ_2^3	花岗闪长岩	56_82	全岩	1.25
38	天宝山	γ_4^3	花岗闪长岩	36040_1	全岩	6.2	79	三号坝	γ_2^3	花岗闪长岩	56_88	全岩	3.84
39	东风北山	γ_4^3	二长花岗岩	G58609	全岩	8.3	80	帽儿山	γ_2^3	碱长花岗岩	56_89	全岩	5.87
40	庙岭	γ_4^3	花岗闪长岩	37130	全岩	7.1	81	二股西	γ_2^3	花岗闪长岩	56_90	全岩	4.36
41	鱼亮子	γ_4^3	二长花岗岩	37180	全岩	9.5	82	石长	γ_2^3	花岗闪长岩	56_94	全岩	-2.15

注: 数据1~6引自: 孙利敏, 双鸭山市幅(1/20万)区域地质调查报告, 1990; 数据7, 69~82引自: 栾慧敏, 黑龙江省区域地质志原始资料, 1989; 数据16, 17, 37~51引自: 邹祖荣等, 延边地区(槽区)花岗岩成因系列及成矿作用, 1989; 数据24~36, 54~58引自: 崔立朝, 天岗地区花岗岩类成岩作用, 1988; 数据52, 53引自: 王福宽等, 吉林地质, 1992, 11(1); 数据8~15, 18~23, 59~68引自文献[8]。

表3 中国东部岩石圈板块同位素地球化学特征

Table 3 Isotopic geochemical characteristics of some provinces in the lithospheric plate of eastern China

岩石圈板块	铅同位素省或亚省	中生代岩浆岩					$\epsilon Nd(t)$	$\delta^{18}O/‰$	基底岩石形成时代 (Ma)	变质作用程度	地壳成熟度
		$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{206}Pb$	$^{87}Sr/^{86}Sr$					
东北	兴安岭(C1)	18.327	15.556	38.298	2.090	0.7045	0.15 ± 3.8	+ 8.8 ±	< 2 000	中(高级)	差
	佳木斯(C2)	18.422	15.596	38.396	2.084	0.7066	- 5.66	+ 4.8 ±	< 2 500	中(高级)	较成熟
华北	冀北—辽北(A1-1)	16.398	15.170	36.285	2.231	0.7065	- 11 ±	+ 9 ±	3 500 上下	高级	极差
	阴山—五台—燕山(A1-2)	17.453	15.474	37.731	2.161	0.7078			3 000 上下	(高)中级	极差
	大别—胶南(A3-1)	16.773	15.368	37.527	2.237	0.7095	- 15 ±	+ 8.5 ±	3 000 上下	高级	极差
华南	北扬子(B2-2)	17.840	15.538	38.055	2.133	0.7073	- 12.6 ± 1.8	7.8 ± 1.3	2 000 上下	中级	较成熟
	南岭(B3-1)	18.601	15.696	38.825	2.087	0.7188	- 10.4 ± 1.5	+ 10.5 ± 1.3	1 800 上下	低级	最成熟
	武夷(B4-1)	18.226	15.620	38.725	2.215	0.7114	- 7.2 ± 1.4	+ 10.2 ± 1.2	12 000 上下	中低级	较成熟

由文献[22, 26]总结而来。

相对于国内其他地区, 铅同位素比值变化范围, 或者从整个中国东部来看都是比较小的, 这可能说明, 本区花岗岩类的物质来源相对地较为单一。

(3) 不同成因类型的花岗岩具有不同的铅同位素组成^[23]。吉黑东部花岗岩类钾长石的 $Pb^*/^{204}Pb$ 比值介于 70.594~74.292 之间 ($Pb^* = ^{206}Pb + ^{207}Pb + ^{208}Pb$), 其中小于 72 者只有 13 个, 如果依该比值等于 72 为划分同熔型(I型)与改造型(S型)花岗岩的界限, 那么吉黑东部的花岗岩类似乎主要是 S 型花岗岩, 这与我们根据岩石地球化学标志和锶、氧同位素组成所得出的主要是 I 型花岗岩的判断是矛盾的。如果将此值选定为 72.5, 那么吉黑东部花岗岩类仍然是 I 型花岗岩为主。

上述推断, 在 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 对 ^{204}Pb 的图解中得到了验证(图略): 本区花岗岩长石铅的投影点, 大部分分布在华南同熔型花岗岩区(I)及其与改造型花岗岩区(S)的过渡地带, 只有少数点在改造型花岗岩区(S)。

(4) 在花岗岩类长石铅同位素构造模式图(图略)上, 吉黑东部中生代花岗岩长石铅位素和少数古生代花岗岩长石铅同位素的大部分样品落在地幔演化线之上, 造山带演化线上下, 少部分在上地壳演化线及其以上。由此推测, 本区花岗岩类大多数属物质来源较深的 I 型, 少数属来源浅的 S 型。

2.4 钨同位素

最近吴福元等^[3, 24]报导了本区 22 个花岗岩体的钨同位素值, 其中 11 个岩体的 $\epsilon Nd(t)$ 为正值(0.44~3.96), 另 11 个为负值, 有 8 个岩体的 $\epsilon Nd(t) = -0.8 \sim -3.45$, 3 个岩体为 $-6.27 \sim -7.36$, 可见区内花岗岩体具有高初始钨特点。

3 小结

综上所述, 吉黑东部花岗岩类稳定同位素组成有其独特之点(表 3), 即大多数岩体锶初始值低 ($I_{Sr} < 0.709$ 者占 82% 以上), 氧同位素属正常和低的(即 $\delta^{18}O < 10‰$ 占 85%) 以上, 铅同位素组成以低的 ^{204}Pb 和高或较高的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 、 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 、 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 为主, 钨同位素组成则以高初始钨为特点。反映在岩石成因类型上, 以 I 型花岗岩为主, 其次为 A 型花岗岩, S 型花岗岩很少。以上说明, 其基底岩石成熟度低, 地幔

物质混入量较多。吴福元等(1999)认为,其形成与地幔关系密切,这些花岗岩的源区物质刚从地幔中分异出来不久^[3]。邵济安等认为低 I_{Sr} 值(0.704~0.708)和正的 $\epsilon Nd(t)$ 值(1~4)是底侵作用形成的一套壳幔混熔岩浆的产物,形成于伸展造山过程中^[25]。

吉黑东部属东北岩石圈板块^[22],就花岗岩类的稳定同位素组成来看,它与华北岩石圈和华南岩石圈板块明显不同^[22,26]。

参考文献:

- [1] 李之彤,赵春荆.我国东北北部花岗岩类的时空分布规律[A].徐克勤,涂光炽主编.花岗岩地质和成矿关系[C].南京:江苏科学技术出版社,1984,128~135.
- [2] 李之彤,赵春荆.小兴安岭—张广才岭花岗岩带的形成与演化[A].李之彤主编.中国北方花岗岩及其成矿作用论文集[C].北京:地质出版社,1991.76~82.
- [3] 吴福元,孙德有,林强.东北地区显生宙花岗岩的成因与地壳增生[J].岩石学报,1999,15(2):181~189.
- [4] 李之彤,赵春荆,朱群.吉黑东部花岗岩类的形成和演化[A].中国地质学会.“七五”地质科技重要成果学术交流论文集[C].北京,北京科学技术出版社,1992,237~240.
- [5] 朱群.佳木斯中间地块内花岗岩—绿岩组合中花岗岩杂岩的成因与演化[J].沈阳地质矿产研究所刊,1999,21,116~132.
- [6] 陈作文,赵春荆,李之彤,等.吉林南部加里东期花岗岩带[J].沈阳地质矿产研究所刊,1982,3.
- [7] 地矿部南岭项目花岗岩专题组.南岭花岗岩地质及其成因和成矿作用[M].中华人民共和国地质矿产部地质专报三岩石矿物地球化学第10号.北京:地质出版社,1989.
- [8] 方文昌.吉林省花岗岩类及成矿作用[M].吉林科技出版社,1992.
- [9] 彭玉鲸,王明胜.走滑断裂带的两类花岗岩[J].吉林地质,1998,17(2):20~30.
- [10] 李之彤,赵春荆.吉黑东部晚三叠世岩浆活动及其与板块构造的关系[J].中国地质科学院院报,1988,18:21~32.
- [11] 姜开君,周永昶.吉林珲春地区大荒沟花岗岩基的岩浆演化和构造环境[J].地质论评,1993,39(5):465~475.
- [12] 贾大成.吉林省伊通前庙岭花岗岩成因系列及构造环境分析[A].中国北方花岗岩及其成矿作用论文集[C].地质出版社,1991.
- [13] 李之彤,赵春荆.黑龙江省东部楚山兴凯期花岗岩闪长岩体的特征和成因[J].岩石学报,1987,1:3~16.
- [14] 李石,王彤.桐柏山大别山花岗岩类地球化学[M].武汉:中国地质大学出版社,1991.
- [15] 徐克勤,孙鼐,王德滋,等.华南花岗岩成因与成矿[A].花岗岩地质和成矿关系(国际学术会议论文集)[C].江苏科技出版社,1984.
- [16] 洪大卫,郭文岐,李戈晶.福建沿海晶洞花岗岩带的岩石学和成因演化[M].北京科技出版社,1987.
- [17] 许保良,王式洸,阎国翰,等.燕山地区碱性—过碱性A型花岗岩系——岩石学、岩石成因及其地球动力学意义[A].岩石圈地质科学[C].地震出版社,1994.
- [18] 魏春生,郑永飞,赵子福.中国东部A型花岗岩形成时代及物质来源的Nd—Sr—O同位素地球化学制约[J].岩石学报,2001,17(1):95~111.
- [19] 胡受奚.华南与华北古板块拼合带地质与矿床[M].南京大学出版社,1988.
- [20] 周新民,王德滋,等.皖南低⁸⁷Sr/⁸⁶Sr初始比的过铝花岗岩闪长岩及其成因,岩石学报,1988,4(3):37~45.
- [21] 赵子福,郑永飞,魏春生.碾子山晶洞碱性花岗岩矿物—水氧同位素交换反应动力学[J].地球化学,2001,30(2):177~185.
- [22] 张理刚,王可法,李之彤,等.东亚岩石圈块体地质——上地幔、基底和花岗岩同位素地球化学及其动力学[M].北京:科学出版社,1995.
- [23] 王彤.湖北省桐柏—大别地区花岗岩类长石铅同位素组成特征及其地质意义[J].湖北地质,1990,(2).
- [24] Fu_yuan Wu, Bor_ming Jahn, Simon Wilde, et al. Phanerozoic crustal growth: U—Pb and Sr—Nd isotopic evidence from the granites in northeastern China[J]. Tectonophysics, 2000, 328, 89~113.
- [25] 邵济安,张履桥,牟保磊.大兴安岭中生代伸展过程中的岩浆作用[J].地学前缘,1999,6(4):339~346.

- [26] 李之彤. 东北岩石圈板块同位素地球化学特征[A], 欧阳自远: 中国矿物学岩石学地球化学研究新进展[C]. 兰州: 兰州大学出版社, 1994, 329~ 330.

Stable Isotope Composition of Granitoids in Eastern Jilin and Heilongjiang Provinces

LI Zhi_tong, ZHU Qun

(Shenyang Institute of Geology and Mineral Resources, Shenyang 110032)

Abstract: The granitoids broadly distributed in eastern Jilin and Heilongjiang have long formation history and complete types. Genetically, the granites are mainly of I_type, with subordinate A_type, minor S_type and rare M_type. The stable isotope compositions of most rock bodies are characterized by low initial Rb/Sr values, normal or lower oxygen isotope values, low ^{204}Pb , high $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios, and high Nd initial values. These features show that, mixed with much mantle material, the basement rock has low maturity. These characteristics are obviously different from those of the granites in North and South China.

Key words: granitoids; stable isotope; eastern Jilin and Heilongjiang Provinces

www.yskw.ac.cn