

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

河北兴隆王坪石正长花岗岩地球化学 特征及成因研究

李小伟^{1, 2)}, 莫宣学²⁾, 黄丹峰²⁾, 徐晓彤²⁾, 孟月玥²⁾

1) 北京大学地球空间与科学学院, 北京, 100871; 2) 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京, 100083

内容提要:王坪石岩体具有超酸性($\text{SiO}_2 = 73\% \sim 76\%$)、 SiO_2 过饱和(大量石英)、偏铝质到弱过铝质($\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.48\% \sim 14.23\%$)和碱性($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.83\% \sim 9.41\%$)的特征。总稀土较低($\Sigma\text{REE} = (54.41 \sim 140.21) \times 10^{-6}$), 稀土配分型式为左陡右缓的轻稀土元素富集、重稀土元素亏损型。微量元素富集 K、Pb 等大离子亲石元素以及 Rb、Th、U 等强不相容元素, 相对亏损 Ba 等大离子亲石元素和 Nb、Ta、Ti、La、Ce 等高场强元素和 P 元素。Sr-Nd-Pb 同位素地球化学研究表明, 该岩体的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 较低(0.70498~0.70503), $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为负值($-10.9\permil \sim -12.1\permil$), 以上特征结合岩浆混合的证据表明, 该岩体的物质来源主要为下地壳古老变质岩(变质杂砂岩), 但受到地幔端员的混染作用。

关键词: 河北兴隆; 正长花岗岩; Sr-Nd-Pb 同位素; 壳幔混合;

王坪石岩体所隶属的承德市兴隆县, 是我国著名的金、铜、铅、锌、稀土等矿床的产地之一。在大地构造上属于燕山板内造山带中段, 南部紧邻近东西向马兰峪背斜构造的轴线。前人的研究集中于花岗岩类岩石与成矿的关系(叶德隆等, 1991; 钟长汀等, 2000; 赵英福等, 2004), 但是对于和成矿不相关的王坪石岩体却没有得到系统的成因研究。本文通过对王坪石岩体进行详细的岩相学和地球化学特征研究, 为王坪石岩体中生代侵位的构造背景、源区性质等提供制约条件。

1 研究区地质概况及岩相学特征

王坪石岩体位于河北省兴隆县东南部约 10.7 km, 处于马兰峪背斜轴线北部分布的一系列岩体中的一个(图 1), 呈岩株产出, NNE 向展布, 出露面积约为 40 km², 侵位时间为中侏罗世(郭华等, 2002; Deng et al., 2007), 主要岩性从边缘相到中心相依次为中粗粒正长花岗岩、粗粒正长花岗岩和似斑状花岗岩(图 2, 图 3)。整个岩体发育有多种类型的脉岩, 如细晶岩、辉绿岩和煌斑岩等, 延伸方向 SN、NEE、NW、NNE, 其中在边缘相和过渡相中含有较多的闪长质暗色微粒包体。该岩体侵位于长城系的串岭沟组和常

州沟组(图 3), 以及古元古界的秋花峪片麻岩中。

六里坪单元(J_2L)的主体岩性为中粗粒正长花岗岩, 新鲜面为灰白色, 半自形-自形结构, 块状构造。钾长石为正条纹长石, 粒度为 3.5~4 mm, 呈半自形板状-它形粒状结构, 含量约为 55%; 斜长石为钠长石, 板状自形结构, 聚片双晶发育, 环带不发育, 个别出现内核与边部的光性不同, 常被绢云母、高岭石交代, 粒度约为 2 mm × 4 mm, 含量约为 15%; 石英呈它形粒状, 粒度为 2.5~3 mm, 含量约为 30%; 黑云母含量约为 3%, 多鳞片状, 周围多有磁铁矿包围, 绿泥石化显著。主要副矿物为磁铁矿、褐帘石、磷灰石、钼石、黄铁矿、锐钛矿、榍石、锆石等, 属磷灰石-榍石-锆石型。

王坪石单元(J_2W)的主体岩性为粗粒正长花岗岩, 新鲜面为肉红色, 粗粒结构, 块状构造。钾长石为正条纹长石, 半自形-它形粒状结构, 粒度可达 6 mm, 含量约为 55%; 斜长石为钠长石, 呈板状自形结构, 细密聚片双晶发育, 环带不发育, 粒度约为 2.5 mm × 3.5 mm, 含量约为 10%; 石英为它形粒状结构, 粒度约为 3 mm, 含量约为 30%; 黑云母, 板状晶形, 含量约为 5%, 白云母少量, 呈放射状, 部分云母发生绿泥石化。副矿物有褐帘石、锐钛矿、自然铜、

注: 本文为国家自然科学基金(编号 40973026、40873023、40473020、40672044、40503005、40572048)、科学技术部国家重点基础研究发展规划项目(编号 2002CB41260)、国家重点基础研究发展计划(编号 2009CB421002)、111 计划(编号 B07011)和中国地质调查局综合研究项目联合资助的成果。

收稿日期: 2008-11-09; 改回日期: 2009-06-20; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 李小伟, 男, 1985 年生。在读博士。岩石学专业。Email: xiaowei_li@yeah.net。

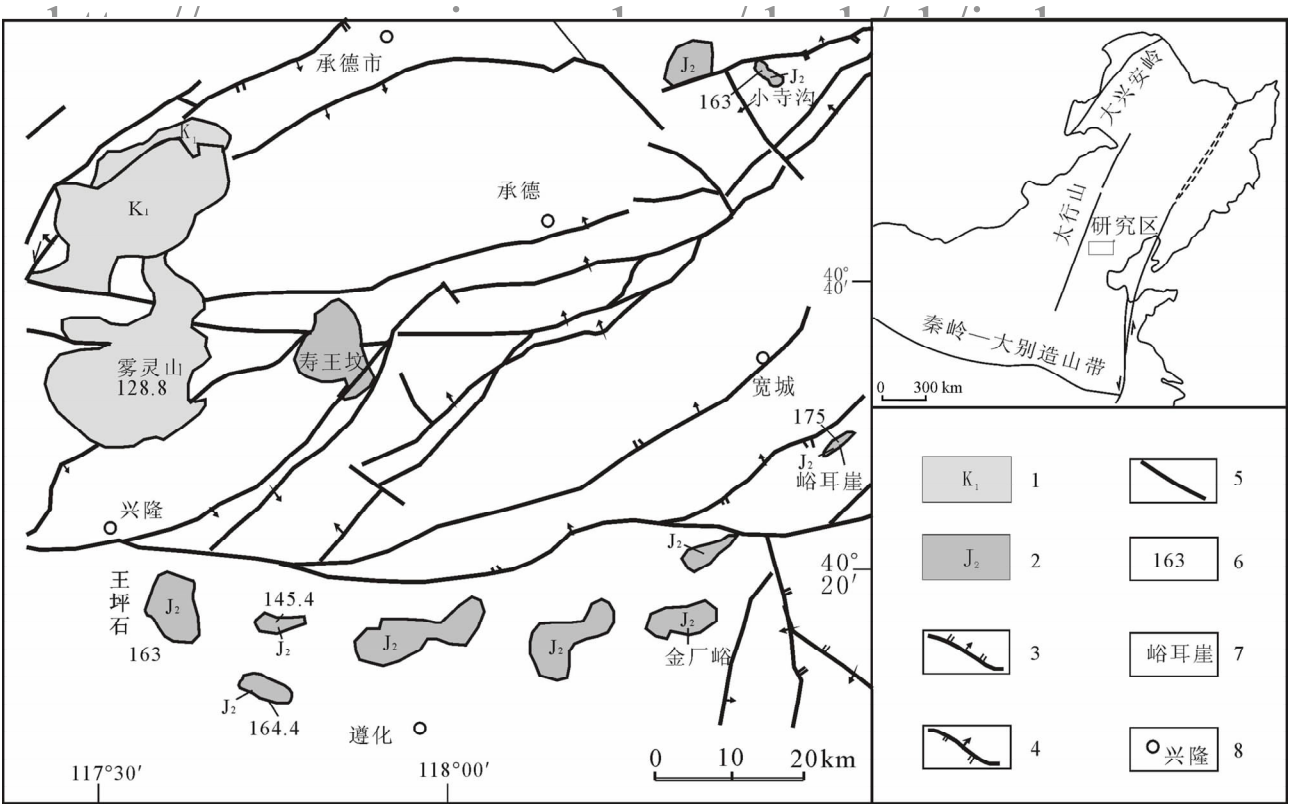


图 1 冀东中生代侵入岩地质简图(据 Deng et al. , 2007 ,有修改)

Fig. 1 Sketch map of Mesozoic intrusive rocks in Eastern Heibe Province (after Deng et al. , 2007, revised)

1—早白垩世花岗岩类; 2—中侏罗世花岗岩类; 3—正断层; 4—逆断层; 5—地质边界; 6—岩体年龄; 7—岩体名称; 8—城市名称
1—Early Cretaceous granitoids; 2—middle Jurassic granitoids; 3—normal fault; 4—reverse fault;
5—geological boundary; 6—intrusion age; 7—intrusion name; 8—city name

钛铁矿、磷灰石、黄铁矿、磁铁矿、锆石、石榴子石等。

黄太营单元(J₂H)的主体岩性为似斑状花岗岩,新鲜面肉红色,似斑状结构,基质为细粒花岗结构。斑晶主要由钾长石、斜长石和石英组成。钾长石为正条纹长石,粒度为 2.5~3mm,含量约为 25%;斜长石为半自形粒状结构,细密聚片双晶发育,粒径约为 1.5mm,含量约为 5%;石英为它形粒状结构,石英颗粒有裂纹,波状消光,含量约为 10%。基质由钾长石、石英和斜长石组成,钾长石的粒度约为 0.3mm,含量约为 30%;石英粒度约为 0.2mm,含量约为 25%;斜长石粒度为 0.2~0.3mm,含量约为 5%。值得注意的是,条纹长石周围被自形的钠长石包围的现象,类似于一种“雪球构造”。副矿物有褐帘石、榍石、石榴子石、金红石、磷灰石、锆石、磁铁矿、赤-褐铁矿等。

2 造岩矿物化学特征

2.1 钾长石

根据所得到的探针数据(表 1),三个岩性单元

的钾长石成分并没有很大的成分差异,它们的 Or 平均含量分别为 92.18%(中粗粒正长花岗岩)、94.83%(粗粒正长花岗岩)和 92.07%(似斑状花岗岩)。三个单元的钾长石均为正条纹长石,暗示了它们的结晶温度相对较低,从而发生钠长石和钾长石低温下的不混溶。

2.2 斜长石

斜长石三个端员的相对含量依次为 Ab>An>Or, An 变化于 0.05%~10.85%之间,多为 1.5%~6%(表 2),属于钠长石,具有碱长花岗岩的特征。另外,三个端员中斜长石的牌号表现为从边缘相向中间相依次减小的规律,这暗示了岩浆演化过程中逐渐富钠的过程。长石中 SiO₂ 含量在 66.20%~69.00% 之间,平均值为 67.58%;Al₂O₃ 在 19.76~21.56% 之间,平均值为 20.46%;Na₂O 含量较高,平均值达到 11.51%,而 K₂O 平均含量只有 0.10%,CaO 的平均含量为 0.74%。通过二长石温度计的计算(Nekvasil et al,1987),得到长石的平衡温度在 313.1~449.8℃ 之间,平均值在 374.7℃。

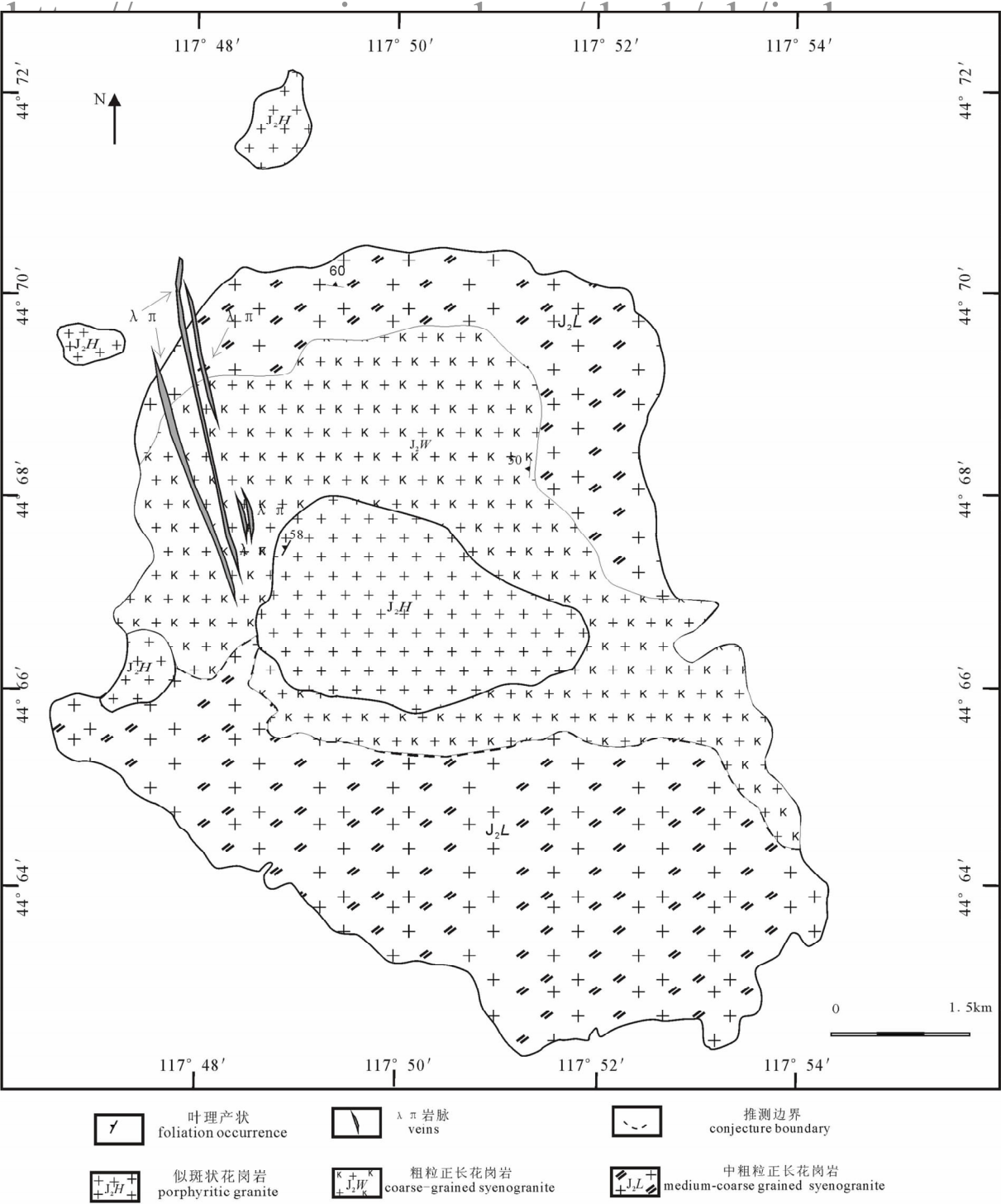


图 2 王坪石岩体地质简图

Fig. 2 Sketch map of the Wangpingshi Intrusion

表明钠长石与钾长石的最终结晶温度接近于岩浆结晶作用的晚期。

2.3 黑云母

根据分类图解(图 4)可知,王坪石岩体的黑云母为镁质黑云母,电子探针数据显示,MgO 的平均含量可达 13.02%;值得注意的是,一些云母中 F 的

含量较高,最高可达 2.86%。

3 岩体地球化学特征

3.1 主量元素

对于 SiO₂>70% 的岩石,用里德曼指数(δ)划分碱度的效果较差(邱家骧等,1991),而碱度率(AR)

http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx

表 1 钾长石电子探针分析数据(%)

Table 1 Microprobe analyses of K-feldspars(%)															
样品号	1-kf1	1-kf2	1-kf3	1-kf4	1-kf5	1-kf6	1-kf01	1-kf02	1-kf03	6-kf1	6-kf2	6-kf3	18-2-kf1	18-2-kf2	18-2-kf3
岩石名称	中粗粒正长花岗岩									粗粒正长花岗岩			似斑状花岗岩		
MgO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
Na ₂ O	1.11	1.3	0.81	1.27	1.23	0.6	0.07	0.34	0.62	0.59	0.49	0.64	0.9	1.24	0.46
K ₂ O	15.16	14.94	15.81	15.1	15.07	15.9	15.94	16.26	16.01	15.89	16.06	15.88	15.27	14.79	15.9
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	18.59	18.7	18.65	18.75	18.43	18.64	18.72	18.86	18.84	18.72	18.69	18.8	18.87	18.68	18.49
SiO ₂	64.63	64.72	64.38	65.34	64.28	64.58	64.85	64.88	64.41	64.98	64.7	65.2	65.28	63.68	64.9
TiO ₂	0.01	0.02	0.02	0.04	0.04	0.03	0.05	0.01	0.02	0.03	0.04	0.01	0.02	0.08	0.07
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.00	0.57	0.00	0.01	0.00	0.04	0.01	0.1	0.04	0.1	0.04	0.04
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.09	0.02	0.1	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03
FeO	0.09	0.14	0.12	0.17	0.1	0.1	0.11	0.08	0.1	0.14	0.13	0.17	0.2	0.18	0.11
NiO	0	0.02	0.05	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
总量	99.61	99.85	99.84	100.68	99.74	99.9	99.87	100.46	100.17	100.38	100.28	100.75	100.66	98.74	100.03
Ab	10.02	11.67	7.24	11.35	11.04	5.38	5.96	3.07	5.57	5.38	4.4	5.73	8.21	11.28	4.21
Or	89.98	88.33	92.76	88.65	88.96	94.62	94.04	96.93	94.43	94.62	95.6	94.27	91.79	88.63	95.79

注:数据由中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室探针室测定。

Table 2 Microprobe analyses of plagioclase															
样品号	1-pl1	1-pl2	1-pl3	1-pl4	1-pl5	1-pl6	1-pl01	1-pl02	1-pl03	6-pl1	6-pl2	6-pl3	18-2-pl1	8-2-pl2	18-2-pl3
岩石名称	中粗粒正长花岗岩									粗粒正长花岗岩			似斑状花岗岩		
MgO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01
Na ₂ O	10.53	11.14	11.71	11.99	10.61	11.74	11.4	11.81	11.73	11.7	11.86	10.88	11.95	11.71	11.9
K ₂ O	0.15	0.11	0.04	0.04	0.24	0.06	0.03	0.08	0.04	0.1	0.07	0.22	0.1	0.09	0.05
CaO	1.61	1.73	0.51	0.09	2.19	0.41	1.05	0.01	0.68	0.35	0.09	1.4	0.27	0.28	0.42
Al ₂ O ₃	20.33	21.53	20.29	20.02	21.56	20.24	21.01	19.93	20.51	20.14	20.05	21.16	19.76	19.86	20.06
SiO ₂	67.56	66.35	67.8	68.73	66.45	68.01	67.61	69	67.9	67.97	68.28	66.74	66.2	67.34	67.73
TiO ₂	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.06	0.03	0.02	0.1	0.03
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.09	0	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00
FeO	0.12	0.14	0.05	0.09	0.17	0.04	0.06	0.11	0.06	0.12	0.04	0.15	0.23	0.11	0.14
NiO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
总量	100.33	101	100.41	100.98	101.21	100.5	101.18	100.93	101.03	100.4	100.46	100.66	98.54	99.54	100.35
Ab	91.42	91.53	97.48	99.37	88.59	97.78	94.97	99.52	96.68	97.8	99.19	92.21	98.26	98.18	97.8
Or	0.86	0.61	0.2	0.22	1.34	0.32	0.18	0.43	0.23	0.57	0.4	1.23	0.53	0.51	0.28
An	7.72	7.85	2.32	0.41	10.86	1.9	4.86	0.05	3.09	1.63	0.41	6.56	1.2	1.31	1.92

注:数据由中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室探针室测定。

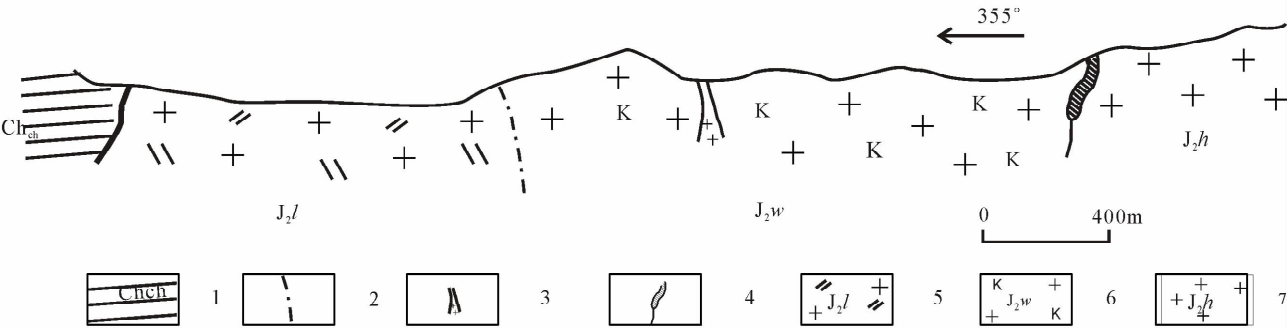


图 3 王坪石岩性单元地质剖面图

Fig. 3 Geological section of petrology units of the Wangpingshi Intrusion

1—串岭沟组砂页岩; 2—岩性单元界限; 3—细粒花岗岩脉; 4—脉动接触界限及断续分布的伟晶岩;

5—六里坪单元; 6—王坪石单元; 7—黄太营单元

1—Chuanlinggou Fm. (sandy shale); 2—unit boundary; 3—fine grain granitoid veins; 4—pulse contact boundary and discrete pegmatite; 5—Liuliping Unit; 6—Wangpingshi Unit; 7—Huangtaiying Unit

表 3 黑云母电子探针分析数据(%)

Table 3 Microprobe analyses of biotites(%)

样品号	1-1-1	1-3-4	2-1-1	2-3-2	6-3-1	6-2-1	6-2-2
SiO ₂	36.47	38.51	39.40	37.13	37.59	38.79	38.07
TiO ₂	2.70	2.51	2.04	2.66	3.89	2.42	3.01
Al ₂ O ₃	12.07	11.94	11.24	11.95	12.54	11.73	12.23
FeO	16.14	14.66	13.62	15.86	16.17	14.81	15.92
MnO	3.06	3.20	4.44	4.66	2.69	2.57	3.08
MgO	13.06	14.44	13.19	10.70	12.57	14.24	12.95
CaO	0.04	0.00	0.07	0.02	0.00	0.02	0.01
Na ₂ O	0.21	0.17	0.13	0.18	0.12	0.10	0.14
K ₂ O	9.79	9.62	9.07	9.43	9.28	9.15	9.60
F	0.51	1.25	2.86	1.07	0.00	1.10	0.41
Total	94.06	96.29	96.06	93.67	94.85	94.92	95.42
Si	2.8413	2.8881	2.9474	2.9076	2.8757	2.9342	2.8994
Al ^{IV}	1.1081	1.0557	0.9904	1.0924	1.1243	1.0452	1.0981
Al ^{VI}	0.0000	0.0000	0.0000	0.0108	0.0067	0.0000	0.0000
Ti	0.1581	0.1414	0.1150	0.1569	0.2237	0.1377	0.1723
Fe ³⁺	0.1139	0.2328	0.4542	0.2645	0.2031	0.2766	0.1934
Fe ²⁺	0.9379	0.6867	0.3979	0.7742	0.8317	0.6601	0.8205
Mn	0.2016	0.2033	0.2812	0.3090	0.1740	0.1647	0.1986
Mg	1.5168	1.6145	1.4706	1.2490	1.4340	1.6053	1.4701
Ca	0.0032	0.0000	0.0053	0.0018	0.0000	0.0019	0.0007
Na	0.0323	0.0247	0.0181	0.0275	0.0184	0.0145	0.0211
K	0.9730	0.9201	0.8657	0.9417	0.9053	0.8832	0.9324
Total	7.8861	7.7672	7.5458	7.7355	7.7969	7.7234	7.8066
Al ^{VI} + Fe ³⁺ + Ti	0.2720	0.3742	0.5692	0.4322	0.4335	0.4142	0.3657
Fe ²⁺ + Mn	1.1395	0.8900	0.6791	1.0833	1.0057	0.8248	1.0191

注:数据由中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室探针室测定。

综合考虑了 Na₂O+K₂O 和 Al₂O₃ 的影响(图 5),因此本文采用这一图解,通过数据投图显示,王坪石岩体的三个单元均属于碱性花岗岩。王坪石岩体的分异指数平均值为 92.99(表 4),高于花岗岩的平均值 80(邱家骧等,1991),与碱性花岗岩的平均值 93(邱家骧等,1991)接近。

三个单元中 K₂O(平均值 4.40%) > Na₂O(平均值 4.23%),ALK(Na₂O + K₂O)为 7.83%~9.41%,Al₂O₃在 12.48%~14.23%之间,平均值为 13.45%。通过 A/NK—A/CNK 图解可知,该岩体以弱过铝质为主,少量为偏铝质(图 6)。TiO₂含量很低,仅为 0.01%~0.20%;另外 MgO 的含量也很低,甚至在黄太营单元中出现 MgO 值为零的情况。

3.2 微量元素

王坪石岩体整体上具有较为明显的负 Eu 异常(图 7),δEu=0.45~0.78,平均值为 0.59;ΣREE=(54.41~140.21)×10⁻⁶,平均值为 84.41×10⁻⁶; (La/Yb)_N = 4.80~14.70,平均值为 10.19。

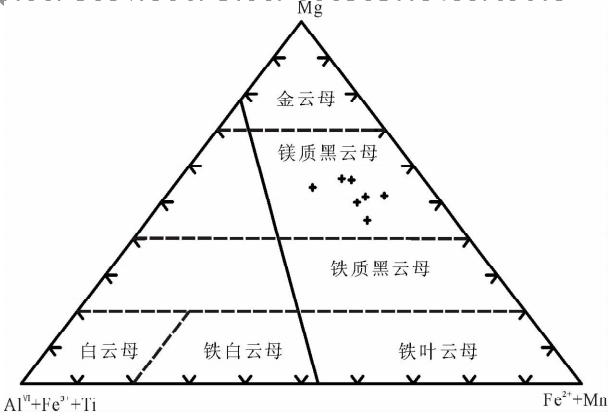


图 4 黑云母成分分类图解(底图据 Foster M D,1960)
Fig. 4 Classification diagram of biotite
(after Foster M D, 1960)

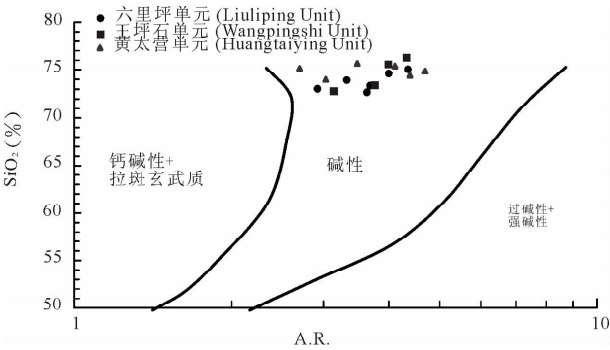


图 5 SiO₂-A.R. 图解(据 Wright J B,1969)
Fig. 5 Diagram of SiO₂-A.R. (after Wright J B,1969)

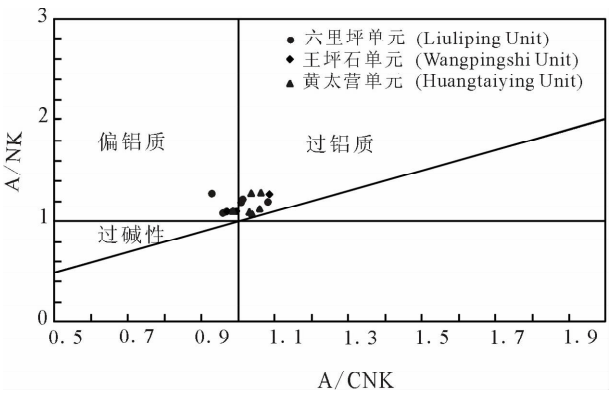


图 6 A/NK—A/CNK 图解(据 Cullers R. L et al., 1984)
Fig. 6 Diagram of A/NK-A/CNK
(after Cullers R. L et al., 1984)

ΣLREE/ΣHREE 平均值为 11.37(表 5),表现出较强的轻稀土富集特征。稀土元素配分型式为左陡右缓的轻稀土元素富集、重稀土元素平坦型式。前人的研究表明(李昌年,1992;吴澄宇等,1997),对

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

表 4 王坪石岩体主量元素含量(%)
Table 4 Main element contents(%) of the Wangpingshi Intrusion

单元	J ₂ l	J ₂ l	J ₂ l	J ₂ l	J ₂ l	J ₂ l	J ₂ l	J ₂ l	J ₂ w	J ₂ w	J ₂ w	J ₂ w	J ₂ h	J ₂ h	J ₂ h	J ₂ h	J ₂ h	J ₂ h
样品号	Llp	H25	wps-03	515ⅧYQ1	LJ2-1	LJ2-2	LJ2-3	LJ2-4	hx34/35	H5	wps-02	515YQ26	H6	H26	wps-01	515YQ37	515YQ17	HJ2-1
SiO ₂	73.36	73.04	72.68	75.04	76.26	73.92	74.60	75.04	75.58	72.77	73.38	76.26	73.99	75.14	75.39	75.66	74.85	74.42
TiO ₂	0.18	0.09	0.20	0.07	0.11	0.14	0.09	0.07	0.11	0.10	0.11	0.11	0.09	0.01	0.10	0.03	0.02	0.07
Al ₂ O ₃	14.07	13.95	13.79	13.06	12.91	13.44	13.86	13.06	12.48	14.23	13.56	12.91	13.62	13.27	13.21	12.74	14.20	13.69
Fe ₂ O ₃	0.66	0.30	1.30	0.70	0.51	0.39	0.35	0.07	0.56	1.11	0.76	0.51	0.69	0.18	0.96	0.38	0.13	0.52
FeO	0.85	0.81	0.99	0.77	0.91	1.29	0.84	0.77	1.19	0.45	0.78	0.91	0.60	0.54	0.45	0.37	0.53	0.50
MnO	0.09	0.06	0.14	0.10	0.04	0.04	0.05	0.10	0.06	0.06	0.10	0.04	0.06	0.02	0.15	0.09	0.14	0.05
MgO	0.31	0.31	0.38	0.08	0.12	0.20	0.24	0.08	0.21	0.67	0.21	0.12	0.50	0.41	0.12	0.00	0.00	0.32
CaO	0.67	2.24	1.13	0.84	0.73	1.23	0.90	0.84	0.64	1.04	0.89	0.73	1.37	1.18	0.40	0.37	0.22	0.78
Na ₂ O	4.22	3.96	4.35	4.75	4.26	3.94	4.43	4.75	3.93	3.95	4.19	4.26	3.78	3.32	4.14	3.63	5.60	4.65
K ₂ O	4.48	4.09	4.12	3.95	4.39	4.20	4.98	3.95	4.53	4.36	5.05	4.39	4.10	4.51	4.56	5.28	3.75	4.45
P ₂ O ₅	0.00	0.13	0.08	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.00	0.07	0.04	0.03	0.05	0.08	0.03	0.01	0.02	0.02
H ₂ O ⁺	0.00	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.00	0.00	0.48	0.57	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O ⁻	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00	0.13	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00
CO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeOt/Mg	4.66	3.48	5.68	17.50	11.41	8.20	4.81	10.41	8.07	2.16	6.97	11.41	2.44	1.71	10.95	∞	∞	3.02
总量	98.89	99.34	99.16	99.39	100.27	98.81	100.37	98.76	99.29	99.52	99.08	100.27	99.84	99.35	99.51	98.56	99.46	99.47
分异指数 (DI)	92.58	87.94	90.18	94.44	94.3	90.43	93.82	94.81	93.67	89.97	93.55	94.3	89.67	91.22	94.98	96.64	97.08	94.24
A/CNK	1.081	0.929	1.009	0.959	0.986	1.013	0.968	0.959	0.996	1.086	0.97	0.986	1.036	1.063	1.059	1.031	1.039	0.986
AR	3.68	2.92	3.63	4.35	4.33	3.32	4	4.35	3.99	3.14	3.76	4.33	3.03	2.7	4.11	3.48	4.69	4.39
来源	*	①	本文	③	④				②		本文	③	①		本文	③		④

注:本文所测得样品由中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室的顺序式 X 射线荧光光谱仪(XRF-1500)测定。* 王季亮等,1994;

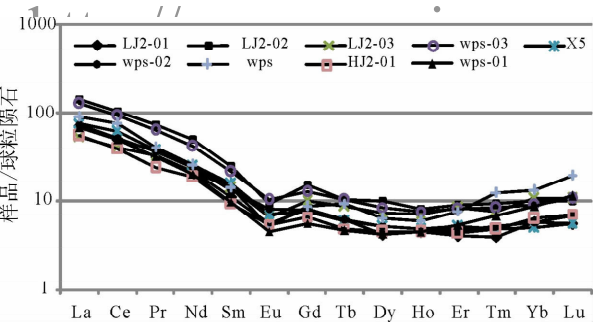


图 7 球粒陨石标准化稀土配分模式图,标准化的球粒陨石值引自数据引自 Sun S S et al ,1989

Fig. 7 Chondrite-normalized REE pattern, after Sun S S et al. ,1989

花岗质岩石中稀土元素的分配起决定性作用的是含稀土矿物(如褐帘石、磷灰石等副矿物)和稀土矿物,如果 HREE 发生亏损亏损,这表明可能是源区存在石榴子石,因为 Lu 在石榴子石中的分配系数要比 La 大的多(Hugh,2000)。然而,注意到王坪石岩体 HREE 中具有平坦型的分布, $H_{O_N} < Y_{b_N}$ (MREE 亏损),另外在该岩体的黑云母中发现有石榴子石的出现,也就说用石榴子石作为源区残余相似乎解释不

通另外,考虑到 HREE 在角闪石中的分配系数较大(Sorensen, 1988),这就暗示角闪石可能是重要的残余相(葛小月等,2002;吴福元等,2002)。

对于 Eu 负异常,一般认为是斜长石不同程度分离结晶作用的结果(李昌年,1992),但实际上 Eu 的负异常是多方面的原因引起的。除了斜长石分离结晶外,还包括副矿物的影响、岩浆源区的熔融程度以及氧逸度变化等。最后还要考虑到王坪石岩体中斜长石为钠长石,不出现环带(分离结晶的表现),主量元素中 CaO 的含量也很低,可能导致 $Eu^{2+} - Ca^{2+}$ 替代的量很小,当然也不能排除富钙斜长石分离结晶的可能性(下文论述)。

由图 8,表 6 可知,王坪石岩体岩石中相容元素 Ni、Cr 的含量均小于大陆上地壳含量的平均值(大陆上地壳平均值为: Ni 为 20×10^{-6} 、Cr 为 35×10^{-6} [引自 GERM,1998]),表现出明显的壳源特征。另外,在微量元素原始地幔标准化图谱(图 8)中, Rb、Th、U 等强不相容元素表现出明显的富集;而 Ba 等大离子亲石元素和 Nb、Ta、Ti、La、Ce 等高场强元素和 P 表现出明显的亏损。K、Pb 的强烈富集

表 5 王坪石岩体稀土元素分析数据($\times 10^{-6}$)

Table 5 REE element data for the Wangpingshi Intrusion($\times 10^{-6}$)

岩石单元	J ₂ l	J ₂ l	J ₂ l	J ₂ l	J ₂ w	J ₂ w	J ₂ w	J ₂ h	J ₂ h
样品号	LJ2-01	LJ2-02	LJ2-03	wps-03	X5	wps-02	wps	HJ2-01	wps-01
La	16.71	33.92	12.74	29.79	18.1	17.46	21.3	13.11	16.2
Ce	30.56	62.25	24.99	56.15	37.3	31.03	45.96	23.68	30.1
Pr	2.96	6.86	3.07	6.01	3.56	3.45	3.78	2.23	3.04
Nd	10.08	22.82	9.87	19.37	12.1	11.03	11.99	8.67	9.4
Sm	1.68	3.72	2.13	3.24	2.38	2	2.18	1.43	1.49
Eu	0.32	0.54	0.38	0.59	0.41	0.47	0.3	0.31	0.26
Gd	1.66	3.12	2.03	2.57	1.52	1.59	1.78	1.35	1.14
Tb	0.23	0.39	0.32	0.38	0.22	0.23	0.35	0.18	0.17
Dy	1.04	2.49	1.83	2.14	1.28	1.3	1.6	1.12	1.06
Ho	0.25	0.45	0.4	0.43	0.27	0.27	0.33	0.25	0.25
Er	0.66	1.48	1.38	1.31	0.84	0.77	1.25	0.71	0.87
Tm	0.1	0.24	0.19	0.21	0.12	0.13	0.31	0.12	0.17
Yb	0.97	1.68	1.79	1.52	0.83	0.95	2.24	1.07	1.46
Lu	0.14	0.25	0.27	0.27	0.14	0.17	0.49	0.18	0.29
Y	7.1	13.8	13.05	14.03	8.53	8.96	12.46	6.88	8.96
ΣREE	67.36	140.21	61.39	123.98	79.07	70.83	93.86	54.41	65.89
LREE	62.31	130.11	53.18	115.15	73.85	65.43	85.51	49.43	60.48
HREE	5.05	10.10	8.21	8.83	5.22	5.39	8.35	4.98	5.41
LREE/HREE	12.34	12.88	6.48	13.04	14.15	12.14	10.24	9.93	11.18
La _N /Yb _N	11.61	13.61	4.80	13.25	14.70	12.46	6.41	8.26	7.51
δEu	0.58	0.47	0.55	0.61	0.62	0.78	0.45	0.67	0.59
δCe	0.97	0.93	0.93	0.96	1.05	0.91	1.14	0.97	0.97
来源	④	④	④	本文	③	本文	*	④	本文

注:由中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室的电感耦合等离子质谱仪(Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry)测定。* 王季亮等,1994。

以及 Nb、Ta 强烈亏损也指示陆壳成分的特点,而 Nb 和 Ta 的亏损可能暗示源区可能为变质砂岩或者泥岩(下文论述)。相对于地壳而言,三个岩体中 Ti 的含量表现出从边缘相向中心相亏损逐渐加剧,而 Ti 在黑云母和角闪石中的分配系数较大,其中黑云母可达35.5(干国梁,1993),而角闪石也达到了

表 6 王坪石岩体微量元素分析数据($\times 10^{-6}$)

Table 6 Trace element data for the Wangpingshi Intrusion($\times 10^{-6}$)

样品	wps-01	wps-02	wps-03
岩性	似斑状花岗岩	粗粒正长花岗岩	中粗粒花岗岩
Li *	33.96	27.98	32.20
Be *	4.83	3.31	3.82
Sc	2.14	1.69	2.47
V *	6.60	10.02	15.45
Cr *	11.88	19.02	9.86
Co	1.92	2.14	2.81
Ni *	6.82	8.57	14.46
Cu *	7.20	6.72	7.83
Zn *	25.64	24.50	33.11
Ga	19.47	17.47	18.45
Rb *	250.45	185.17	161.82
Sr	76.10	200.60	195.83
Y	8.96	8.96	14.03
Zr	93.53	87.28	139.68
Nb	28.49	12.75	21.00
Cs	3.56	3.03	3.24
Ba *	259.73	761.95	522.47
La	16.20	17.46	29.79
Ce	30.10	31.03	56.15
Pr	3.04	3.45	6.01
Nd	9.40	11.03	19.37
Sm	1.49	2.00	3.24
Eu	0.26	0.47	0.59
Gd	1.14	1.59	2.57
Tb	0.17	0.23	0.38
Dy	1.06	1.30	2.14
Ho	0.25	0.27	0.43
Er	0.87	0.77	1.31
Tm	0.17	0.13	0.21
Yb	1.46	0.95	1.52
Lu	0.29	0.17	0.27
Hf	3.80	3.28	4.96
Ta *	2.29	0.99	1.60
Tl *	1.38	1.05	0.88
Pb	28.27	24.30	22.02
Bi *	0.10	0.45	0.10
Th	25.73	15.94	29.87
U	3.52	3.17	5.06

注:1. 该数据由中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室的电感耦合等离子质谱仪(Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry)测定;2. 带 * 号的元素其结果仅供参考。

1000(干国梁,1993),这就可能暗示了角闪石和(或)黑云母的结晶分离作用起到了很大的作用。岩浆中相对贫 Sr、Al(相对于典型的钙碱性花岗岩),具有明显的富 Eu 异常,这在一定程度上可以暗示残留相中可能有富 Ca 斜长石的存在,从而使岩浆贫 Sr、Al 和 Eu(Hollocher et al., 2002)。再者,相对于地壳,在图谱中偏右侧的元素表现出更加亲地幔的特征,这可能暗示岩浆中也有幔源物质的贡献。

4 同位素地球化学

王坪石岩体三个代表性全岩样品的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 比值非常接近,范围从 0.70498 到 0.70503(表 7),具有明显的 I 型花岗岩的特征(White A J R and Chappell B W, 1983);($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i 的比值也非常接近,范围从 0.511807 到 0.511871,以上这些比值特征暗示三个单元很可能为同源的演化序列。三个单元的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 平均值为-11.6,又表明具有明显的壳源 S 型花岗岩特征,结合 $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ 值所组成的图解(图 9),王坪石岩体所测得的样品均落入接近于中国下地壳边界的区域内。另外,样品测得的 t_{DM} 的平均值 1622Ma,考虑王坪石岩体存在着较为明显的岩浆混合事件(下文论述),所以该模式年龄值很可能指示一个混合的加权平均年龄。

表 7 王坪石岩体 Sr-Nd 同位素分析数据

Table 7 Sr-Nd isotopic analyses for rocks from Wangpingshi Intrusion

样品号	wps-01	wps-02	wps-03
岩性	似斑状花岗岩	粗粒正长花岗岩	中粗粒正长花岗岩
t(Ma)	163 ^①		
Rb($\times 10^{-6}$)	267.1	190.1	168.0
Sr($\times 10^{-6}$)	64.85	217.3	211.3
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	11.95	2.533	2.303
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.732675	0.710897	0.710365
($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i	0.70498	0.70503	0.70503
$\epsilon_{\text{Sr}}(t)$	9.6	10.2	10.2
Sm($\times 10^{-6}$)	1.499	2.012	3.608
Nd($\times 10^{-6}$)	9.54	12.14	20.87
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.0950	0.1002	0.1045
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.511921	0.511914	0.511982
($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) _i	0.511819	0.511807	0.511871
$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	-11.9	-12.1	-10.9
t_{DM}	1578	1659	1630
$t_{2\text{DM}}$	1917	1936	1835
$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	-0.52	-0.49	-0.47

注:由中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室同位素实验室测定。

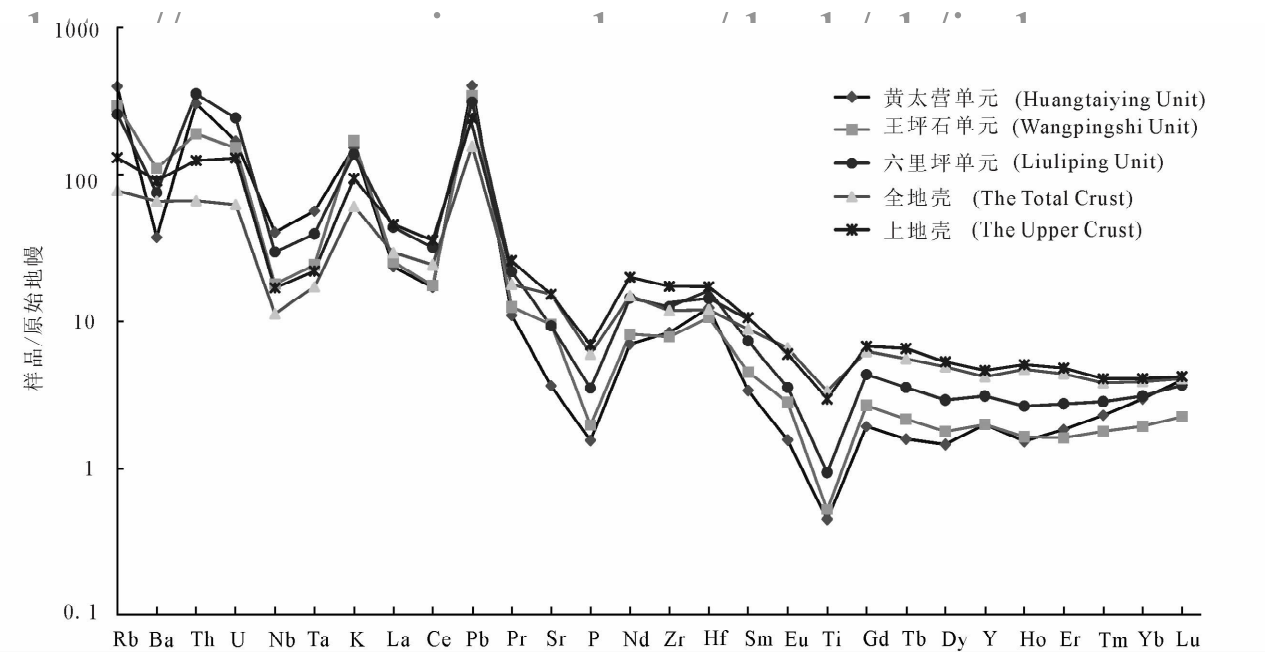


图 8 微量元素原始地幔标准化图谱

Fig. 8 Primitive mantle-normalized trace element spider diagram

原始地幔数据引自 Sun S S 等 (1989)地壳数据 引自 Rudnick R L 等,2003

primitive mantle data after Sun S S et al. ,1989; Crust data after Rudnick R L et al. , 2003.

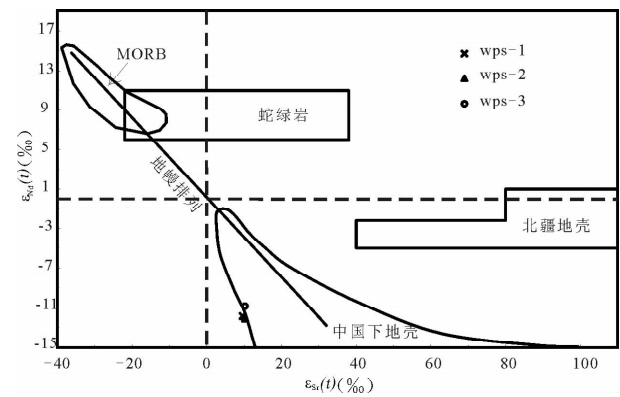


图 9 王坪石岩体 $\epsilon_{Nd}(t)-\epsilon_{Sr}(t)$ 图解
(底图据张景廉等,2006)

Fig. 9 $\epsilon_{Nd}(t)-\epsilon_{Sr}(t)$ ratio diagram for rocks
from Wangpingshi Intrusion

表 8 王坪石岩体 Pb 同位素分析数据

Table 8 Pb isotopic analyses for rocks from Wangpingshi Intrusion

样品号 岩性	wps-01 似斑状花岗岩	wps-02 粗粒正长花岗岩	wps-03 中粗粒正长花岗岩
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	17.259	17.405	16.793
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.307	15.269	15.237
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	36.843	36.975	36.580
$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$	17.036	17.170	16.387
$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$	15.296	15.258	15.217
$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$	36.324	36.600	35.816

注:由中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室同位素实验室测定。

王坪石岩体三个代表性全岩样品的 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i、($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i 和 ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i 分别为16.864、15.257 和 36.247,这与华北板块中生代花岗岩以低放射性成因铅同位素为特征 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}<17.8$) (张理刚,1995)的整体规律相一致。根据 Pb 同位素构造模式图的结果(图 10)可知,王坪石岩体样品全部落在下地壳演化线以下,表明具有显著的下地壳特征。

5 成因讨论

5.1 局部地质背景的讨论

华北克拉通东部(例如徐淮地区)在 155 ~

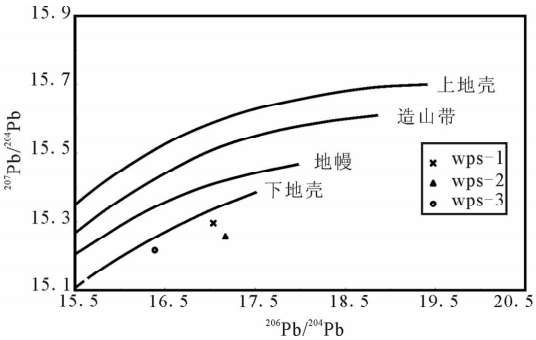


图 10 王坪石岩体 Pb 构造模式图
(底图据 Zartman et al. , 1981)

Fig. 10 The Plumo tectonic diagram of Wangpingshi
Intrusion(after Zartman et al. , 1981)

160Ma 形成一套造山后伸展环境下的花岗岩(徐保良等,2004),而在冀中承德市以南和承德县以北出现中侏罗世和/或晚侏罗世的伸展断层(Davis et al., 2001)。但是,也有学者认为王坪石岩体侵位的时期是一个挤压增厚的背景(万天丰,2004;吴福元等,2000;徐刚等,2006;Deng et al., 2007;董树文等,2007)。王坪石岩体的侵位时期正好为燕山地区古亚洲洋构造体系(近 EW 向)向古太平洋构造体系(NNE 向)过渡的阶段(赵越等,2004;李伍平等,2007;董树文等,2007)。在主量元素的 $\lg[\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}]-\text{SiO}_2$ 构造环境判别图解上(图 11),王坪石岩体碱性正长花岗岩主要落入挤压型的区域内,其中边缘相的中粗粒正长花岗岩全部落入挤压型范围内,只有少量落入伸展型区域内(过渡相和中心相),这表明王坪石岩体是在伸展向挤压转换的背景下侵位的,但是这种背景可能只是局部的,并不能代表整个区域所处的大地构造背景。

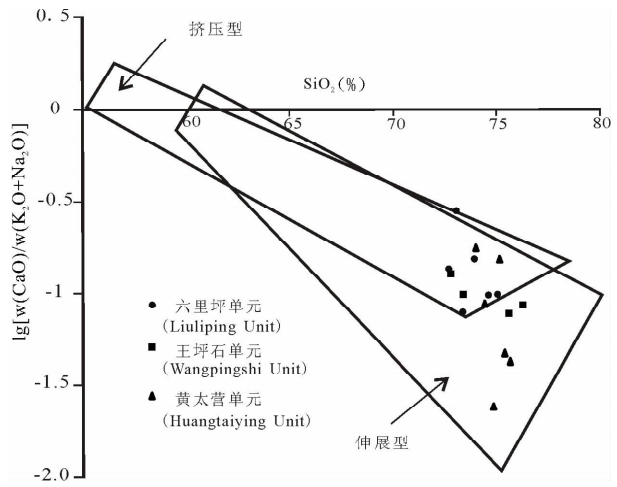


图 11 王坪石岩体 $\lg[\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}]-\text{SiO}_2$ 图解(据 Brown,1982)
Fig. 11 $\lg[\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}]-\text{SiO}_2$ diagram(after Brown,1982)

5.2 岩浆混合的若干证据

王坪石岩体中暗色微粒包体的出现,是壳幔混合作用的主要证据之一(莫宣学等,2002),另外王坪石岩体中的黑云母也具有壳幔混合的特征(图 12)。再者,实验岩石学的方法已经证实:除了过铝质的浅色花岗岩代表纯的地壳熔体证据以外,其它所有的花岗岩类型均源自混合源的岩浆(Slberto E et al., 1999),前人的研究表明(王季亮等,1994)王坪石岩体为壳幔混合的 S 型花岗岩。在微量元素上,相容元素 Ni、Cr 的含量均小于大陆上地壳含量的平均值,K、Rb、Th、

U、Pb 等强不相容元素表现出明显的富集,而 Ba、La、Ce、Sr、P、Nb、Ta 等元素表现出明显的亏损。其中,K、Pb 的强烈富集和 Nb、Ta 强烈亏损以及 Ni、Cr 的低含量,均指示陆源的特点;而弱不相容元素低于地壳平均值,显示出某些幔源的特征。王坪石岩体的同位素分析结果表明,占绝大部分面积比例的六里坪单元和王坪石单元的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 初始比值明显小于大陆地壳的平均值(Faure,1986),这也暗示了壳幔相互作用的重要影响。

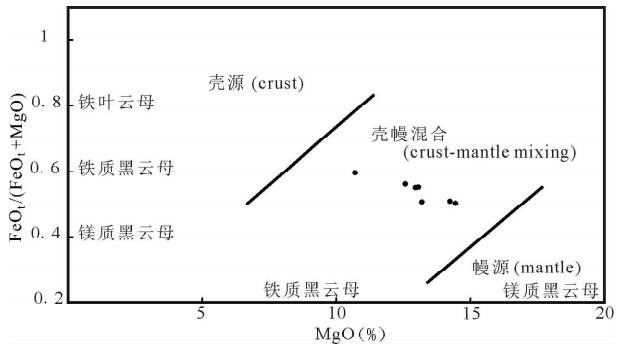


图 12 $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})-\text{MgO}$ 黑云母源区判别图解(底图据周作侠,1988,有修改)
Fig. 12 $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})-\text{MgO}$ sources discriminating diagram for botites (after Zhou Zuoxia, 1988, revised)

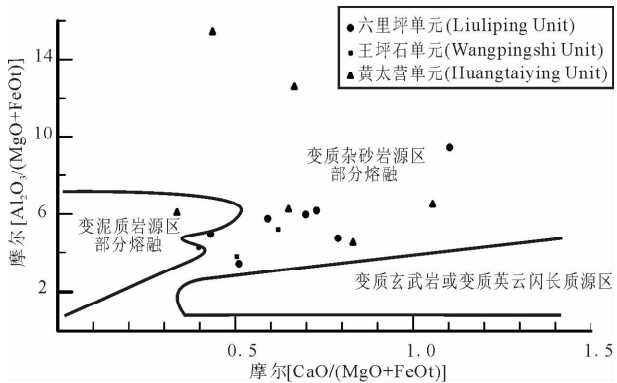


图 13 岩石成因鉴别图
(据 Altherr et al., 2000, 有修改)
Fig. 13 Petrogenesis discriminating diagram (after Altherr et al., 2000, revised)

5.3 岩体源区的探讨

同位素的数据显示,该岩体具有低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值,很低的²⁰⁷P/²⁰⁴Pb(<15.6)的组成,表明该岩体具有古老深变质地壳型花岗岩的特征(朱炳泉等,1998)。在源区成因鉴别图解中(图 13),绝大多数样品点都落在了变质杂砂岩的源区范围内,极少量样品落在

变质泥质岩源区范围内,上述图解表明王坪石岩体的源区可能以变质杂砂岩为主,兼有少量变泥质岩。另一方面,实验岩石学的证据表明(Patiño Douce et al., 1998)对于大陆地壳中变质杂砂岩样品进行的脱水熔融实验显示:在 0.6~3GPa,以及 770~1070℃条件下可以形成富硅的($\text{SiO}_2=71\%\sim75\%$)花岗质熔体,这就从另一个侧面说明这种可能性是完全存在的。

6 结 论

王坪石岩体的岩性组成为正长花岗岩和似斑状花岗岩,主量元素具有高硅、偏铝质到弱过铝、富碱等特征;微量元素显示富集 K、Pb、Rb、Th、U 等元素,亏损 Ba、La、Ce、Nb、Ta、Ti、P 等元素的特征。同位素具有低($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i和低放射性成因铅的特征。野外地质特征和地球化学的研究表明,王坪石岩体具壳幔混合的特征,其成因很可能是基性端员从深部沿着断裂或其它岩浆通道,抵达下地壳而引发围岩(变质杂砂岩为主)的部分熔融。

致谢:在成文过程中得到中国地质大学(北京)王瑜教授、罗照华教授、徐德斌副教授、狄永军副教授、赵志丹教授、董国臣教授热情指导,野外工作得到了张长厚教授、梅冥相教授以及张金玉硕士、孙剑硕士的帮助,特别感谢匿名审稿人细致入微的评审意见!

注 释

① 中国地质大学(北京). 1997. 河北省兴隆县幅 1:5 万区域地质说明书(内部).
② 河北省区域地质矿产调查研究所. 1993. 河北省马兰峪幅 1:5 万区域地质图及说明书(内部).
③ 天津地质矿产研究所. 2007. 华北地块北缘(中段)1:50 万地质编图总结报告.
④ 河北省区域地质矿产调查研究所. 1996. 马兰峪、迁安幅 1:5 万区调报告(内部).
⑤ The Geochemical Earth Reference Model. <http://earthref.org/cgi-bin/er.cgi?s=germ-s0-main.cgi>
⑥ 李小伟. 2008. 冀东王坪石岩体成因研究. 本科论文. 中国地质大学(北京).

参 考 文 献

董树文, 张岳桥, 龙长兴, 杨振宇, 季强, 王涛, 胡建民, 陈宣华. 2007. 中国侏罗纪构造变革与燕山运动新诠释. 地质学报, 81(11): 1449~1561.
干国梁. 1993. 矿物—熔体间元素分配系数资料及主要变化规律. 岩石矿物学杂志, 12(2): 144~180.
葛小月, 李献华, 陈志刚, 李伍平. 2002. 中国东部燕山期高 Sr 低 Y 型中酸性火成岩的地球化学特征及成因: 对中国东部地壳厚度

的制约. 科学通报, 47(6): 474~480.
李昌年. 1992. 火成岩微量元素岩石学. 武汉: 中国地质大学出版社, 1~195.
李伍平, 赵越, 李献华, 路花香, 梁细荣, 涂湘林. 2007. 燕山造山带中一晚侏罗世髻髻山期(蓝旗旗)火山岩的成因及其动力学意义. 岩石学报, 023(03): 57~64.
莫宣学, 罗照华, 肖庆辉, 喻学惠, 刘成东, 赵志丹, 周肃. 2002. 花岗类岩石中岩浆混合作用的识别与研究方法. 见: 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨, 洪大卫, 莫宣学, 卢欣祥, 李志昌, 汪雄武, 马昌前, 吴福元, 罗照华, 王涛等主编. 花岗岩研究思维与方法. 北京: 地质出版社, 1~294.
邱家骧, 林景仟. 1991. 岩石化学. 北京: 地质出版社, 1~276.
万天丰. 2004. 侏罗纪地壳转动与中国东部岩石圈转型. 地质通报, 23(9-10): 966~1002.
王季亮, 李丙泽, 周德星, 姚士臣, 李枝荫. 1994. 河北省中酸性岩体地质特征及其与成矿关系. 北京: 地质出版社, 1~213.
吴澄宇, 万渝生. 1997. 稀土元素地球化学与花岗质岩石的成因—应用与问题. 见: 张炳熹, 洪大卫, 吴宣志. 岩石圈研究的现代方法. 北京: 原子能出版社, 1~244.
吴福元, 葛文春, 孙德友. 2002. 埃达克岩的概念、识别标志及其地质意义. 见: 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨等. 花岗岩研究思维与方法. 北京: 地质出版社.
吴福元, 孙德有, 张广良, 任向文. 2000. 论燕山运动的深部动力学本质. 高校地质学报, 6(3): 379~388.
徐刚, 赵悦, 高锐, 等. 2006. 燕山褶皱带中生代盆地变形—板内变形过程的记录—以下板城、承德—上板城、北台盆地为例. 地球学报, 27(1): 1~12.
叶德隆, 任迎新, 邵道乾. 1991. 河北兴隆 M111 稀有金属花岗岩地球化学和矿化特征研究. 现代地质, 5(1): 13~23.
张景廉, 张虎权, 张宁, 朱炳泉. 2006. 非生物(无机)成因油气基础科学问题. 天然气地球科学, 17(1): 19~24.
张理刚. 1995. 东亚岩石圈块体地质. 北京: 科学出版社, 1~252.
赵英福, 吕增尧. 2004. 河北兴隆洞子沟银-铜矿床地质特征及成因探讨. 矿产与地质, 3: 212~216.
赵越, 徐刚, 张拴宏, 杨振宇, 张岳桥, 胡健民. 2004. 燕山运动与东亚构造体制的转变. 地学前缘, 11(3): 319~328.
钟长汀, 胡小蝶, 毛德宝, 陈志宏, 白鹤举. 2000. 平谷—兴隆地区中新元古代银多金属矿床成因探讨. 矿物岩石地球化学通报, 19(4): 313~315.
周作侠. 1988. 侵入岩的镁铁云母化学成分特征及其地质意义. 岩石学报, 3: 63~73.
朱炳泉, 李献华, 戴樟谟, 陈毓蔚, 范嗣昆, 桂训唐, 王慧芬. 1998. 地球科学中同位素体系理论与应用——兼论中国大陆壳幔演化. 北京: 科学出版社, 1~333.
Altherr R, Holl A, Hegner E, Langer C, Kreuzer H. 2000. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). Lithos, 50: 51~73.
Brown G C. 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity evolution and relation to volcanic arcs. Thorpe R S. Andesites-Orogenic Andesites and Related Rocks. New York: John Wiley and Sons: 437~464.
Cullers R. L, Graf J L. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: Intermediate and silicic rocks-ore petrogenesis. In: Henderson P, Rare earth element geochemistry. Elsevier Science Publication. : 275~316.
Davis G A, Zheng, Y D, Wang, C, Darby B J, Zhang C H, Gehrels G. 2001. Mesozoic tectonic evolution of the Yanshan

fold and thrust belt, with emphasis on Hebei and Liaoning provinces, northern China. In: Hedrix, M. S. and Davis, G. A. (eds), Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of central Asia: from continental assembly to intracontinental deformation, Boulder, Colorado. Geological Society of America Memoir. 194; 171~197.

Deng J F, Su S G, Niu Y, Liu C, Zhao G C, Zhao X G, Zhou S, Wu Z X. 2007. A possible model for the lithospheric thinning of North China Craton: Evidence from the Yanshanian (Jura-Cretaceous) magmatism and tectonism. *Lithos*, 96: 22~35.

Faure G. 1986. Principles of isotope geology (2nd edition). New York: John Wiley and Sons.

Foster M D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U. S. Geological Survey Professional Paper, 354(B): 11~49.

Hollocher K, Bull J, Robinson P. 2002. Geochemistry of the metamorphosed Ordovician Taconian Magmatic Arc, Bronson Hill anticlinorium, western New England. *Physics and Chemistry of the Earth*, 27: 55.

Hugh R. Rollison 著. 杨学明, 杨晓勇, 陈双喜译. 2000. 岩石地球化学. 合肥: 中国科学技术大学出版社.

Nekvasil H, Burnham C. W. 1987. The calculated individual effects of pressure and water content on phase equilibria in the granite system. in Mysen, B. O., ed., magmatic processes: Physicochemical principles; Geochemical Society, University Park, Pennsylvania.

Patiño Douce A E, McCarthy T C. 1998. Melting of crustal rocks during continental collision and subduction. In: Hacker B R, Liou J G (eds), When continents collide: geodynamics and geochemistry of ultrahigh-pressure rocks. Dordrecht: Kluwer

Academic Publishers.

Rudnick, R L, Gao S. 2003. Composition of the Continental Crust. In Rudnick, R. L. (ed.), Treatise on Geochemistry, Volume 3, The Crust, Elsevier.

Silberto E, Patiño Douce. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? Geological Society, London, Special Publications, In Antonio Castro, Carlos Fernandez and Jean Louis Vigneresse (eds.) Understanding Granite: Integrating New and Classical Techniques, 168: 55~75.

Sorensen S S. 1988. Petrology of amphibolite-facies mafic and ultramafic rocks from the Catalina Schist, southern California: metasomatism and migmatization in a subduction zone metamorphic setting. *Journal of Metamorphic Geology*, 6(4): 405~435.

Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: Saunders A. D. & Norry M. J. (eds.) Magmatism in the ocean basins. Geological Society, London, Special Publications, 42: 313~345.

White A J R, Chappell B W. 1983. Granitoid types and their distribution in the Lacklan foldbelt, southeast Australia. In JA Roddick (Ed.) Circum-Pacific Plutonic Terranes, Geological Society of America Memoir 159: 21~34.

Wright J B. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geological Magazine*, 106: 370~384.

Zartman R E, Doe B R. 1981. Plumbotectonics-the model. *Tectonophysics*, 75: 135~162.

Geochemical characteristics and Origin of the Wangpingshi Syenogranite in Xinglong County, Hebei Province

LI Xiaowei^{1,2)}, MO Xuanxue²⁾, HUANG Danfeng²⁾, XU Xiaotong²⁾, MENG Yueyue²⁾

1) School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing, 100871;

2) School of Earth Science and Resources, China University of Geosciences, Beijing, 100083

Abstract

Wangpingshi syenogranite intrusion is characterized by ① supersaturation of silica with concentrations of SiO₂ ranging from 73% to 76% and existence of quartz, ② from meta-aluminous to peraluminous (Al₂O₃ = 12.48%~14.23%), and ③ alkali-rich (Na₂O + K₂O = 7.83%~9.41%). The rocks are relatively low in the total rare earth element concentrations (ΣREE) ((54.41~140.21) × 10⁻⁶), enrichment in LREE and depletion in HREE. The primitive mantle-normalized trace element spiderdiagram exhibits strong LILE (K, Pb) and strong incompatible element (Rb, Th, U) enrichment, and other LILE (Ba, La, Ce) and HFS (Nb, Ta, P, Ti) depletion. The feature values of Sr-Nd isotope have relatively low initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr values (0.70498~0.70503) and negative ε_{Nd}(t) values (-10.9‰~-12.1‰), which indicates that the source of syenogranite are mainly old metamorphic rocks (metagraywacke) of lower crust with contamination of mantle end member.

Key words: Xinglong County; Hebei Province; syenogranite; Sr-Nd-Pb Isotope; crust-mantle mixing