

北秦岭弧后盆地俯冲消减与陆壳物质再循环 ——桃园岩体和黄岗杂岩体的地球化学证据

张利 王林森 周炼

(中国地质大学地球科学学院, 武汉 430074)

摘要: 对桐柏北部加里东期桃园岩体和黄岗杂岩体的地球化学研究表明, 桃园岩体形成于与洋壳消减作用有关的弧后盆地环境, 与二郎坪基性火山岩具有相同的岩浆来源. 黄岗杂岩岩浆中含有一定比例的陆壳物质, 该物质来自俯冲板上陆壳沉积物的再循环, 与二郎坪弧后盆地向北的俯冲消减有密切联系.

关键词: 弧后盆地消减; 陆壳物质再循环; 桃园岩体; 黄岗杂岩体; 地球化学; 北秦岭.

中图分类号: P597 文献标识码: A

文章编号: 1000-2383(2001)01-0018-07

作者简介: 张利, 女, 讲师, 1970年生, 2000年毕业于中国地质大学, 获硕士学位, 现从事同位素地球化学研究工作.

对秦岭造山带的研究表明^[1,2], 沿商丹断裂带存在向北的早古生代板块消减, 即扬子板块向华北板块之下俯冲, 北秦岭(含桐柏北部)为活动大陆边缘, 其中秦岭杂岩为岛弧基底, 二郎坪群为弧后盆地, 二郎坪基性火山岩具有 N-MORB 性质^[3]; 然而新近的研究认为二郎坪群基性火山岩属岛弧型岩石, 华北克拉通作为被动大陆边缘俯冲叠置于北秦岭块体之下^[4,5]. 由于对二郎坪群火山岩的构造性质存在争论, 导致了秦岭造山带构造演化模型的多样性, 因此, 研究桐柏北部加里东期桃园岩体和黄岗杂岩体, 对确证二郎坪群火山岩的构造性质及研究秦岭造山带的构造演化具有重要意义.

1 地质概况

桐柏地区的构造岩石单位可与南阳盆地以西的东秦岭对比^[6](图1), 从南向北可划分为以下构造岩石单元: 桐柏变质杂岩、信阳群、秦岭杂岩(秦岭群)、二郎坪群和宽坪群.

桃园岩体面积 110 km², 侵位于二郎坪群蛇绿

岩片中(图1). 主要岩石类型为中粒斜长花岗岩, 岩石为块状构造, 主要矿物组成为: 石英 28%~34%, 斜长石(更一钠长石) 45%~58%, 钾长石(微斜长石) 3%~6%, 黑云母 4%~7%; 副矿物为: 磁铁矿、磷灰石、锆石和榍石等. 锆石 U-Pb 法上交点年龄为(451±5) Ma^[7], 表明桃园岩体形成于加里东期. 黄岗杂岩体面积 294 km², 北侧与宽坪群呈侵入接触, 南侧与二郎坪蛇绿岩片呈断层接触, 该杂岩体由超基性—基性—中性—中酸性岩石组成. 超基性—中基性岩以岩块或捕虏体形式产于中酸性侵入岩中, 主要岩石类型有橄榄辉石岩、辉石岩和辉长岩等; 中性—中酸性侵入岩是杂岩体的主体, 主要岩石类型为辉石闪长岩、石英闪长岩和花岗闪长岩等. 以上各岩类间无截然界线, 表明它们是在相近时间内形成的. 本文获得 6 个样品的全岩 Rb-Sr 等时年龄为(429±35) Ma, 表明杂岩体亦为早古生代加里东期岩浆活动的产物.

2 岩石地球化学特征

桃园岩体、黄岗杂岩体及二郎坪基性火山岩的主量元素、微量元素和同位素分析结果列于表1和表2. 桃园花岗岩与世界典型地区产于蛇绿岩中的花岗岩化学成分比较^[8], 在 SiO₂ 质量分数相近的条件下,

收稿日期: 2000-05-28

基金项目: 国家自然科学基金项目(No. 40073005); 国家重点基础研究项目(No. G1999075506); 国土资源部壳幔体系组成、物质交换及动力学开放研究室基金项目.

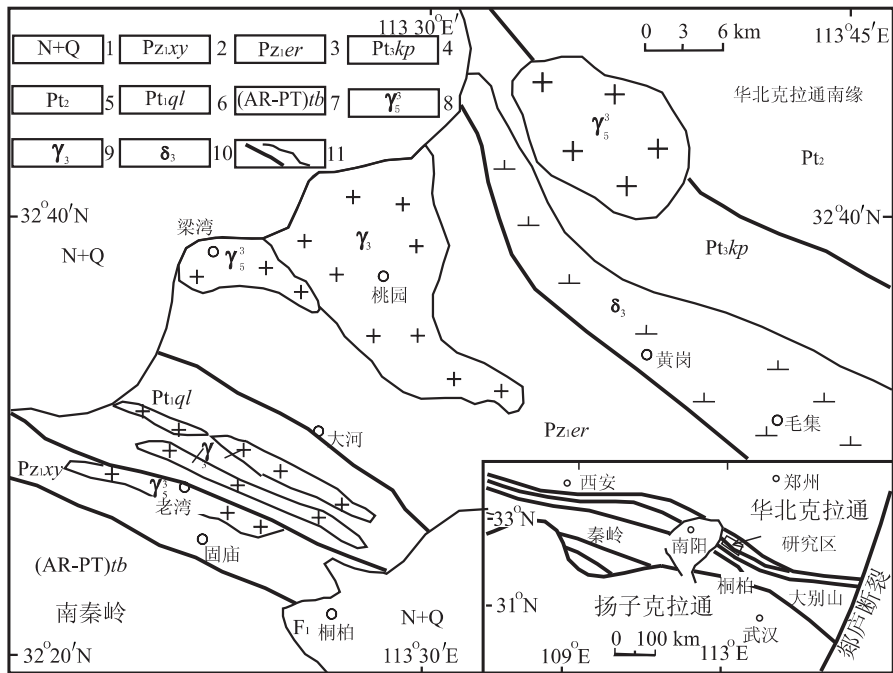


图 1 北秦岭桐柏地区地质简图

Fig. 1 Geological sketch map of Tongbai area with insert showing the study area in Qinling-Dabie orogenic belt
内插图指示桐柏地区在秦岭-大别造山带中的位置。1. 第三系和第四系; 2. 信阳群; 3. 二郎坪群; 4. 宽坪群; 5. 中元古界; 6. 秦岭杂岩; 7. 桐柏杂岩; 8. 燕山期花岗岩; 9. 加里东期花岗岩; 10. 加里东超基性-基性-中酸性侵入杂岩; 11. 断层和地质界线

TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO 质量分数相近, 而 K_2O 偏高, Na_2O 略偏低。黄岗杂岩随着 SiO_2 质量分数的增高, 岩石中 TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO 和 CaO 逐渐降低, K_2O 逐渐增高, 在 Harker 图上呈线性变化趋势(图 2), 显示了黄岗杂岩同源岩浆演化的特征。在 Harker 图上, 桃园花岗岩和黄岗杂岩具有不同的化学成分变异趋势(图 2), 反映两岩体是两个独立的岩浆演化单元, 具有不同成因。桃园花岗岩稀土组成模式为平坦型, 存在明显的负 Eu 异常(图 3A)。黄岗杂岩稀土组成模式为右倾型, 轻、重稀土强烈分异(图 3B); 黄岗杂岩由早到晚在岩石类型上依次出现辉长岩—辉石闪长岩—石英闪长岩—花岗闪长岩, 在岩石学上反映它们为同源岩浆的分异演化系列。

桃园花岗岩样品的 $[\omega(^{87}\text{Sr})/\omega(^{86}\text{Sr})]_t = 0.703 \sim 0.704$, 具有较低的 $\omega(^{87}\text{Sr})/\omega(^{86}\text{Sr})$ 初始值, 表明岩浆物质应源于地幔; 其 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +0.64 \sim +6.15$, $t_{\text{DM}} = 0.8 \sim 1.5 \text{ Ga}$, 反映岩浆中含有高度亏损的幔源物质。黄岗杂岩样品的 $[\omega(^{87}\text{Sr})/\omega(^{86}\text{Sr})]_t = 0.705 \sim 0.707$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -5.2 \sim -4.2$, 说明源区混入了陆壳物质^[9]; $t_{\text{DM}} = 1.49 \sim 1.73 \text{ Ga}$, 明显高于岩石的形成年龄, 进一步说明岩浆中含有一定比例的

陆壳物质。在图 4 中桃园花岗岩位于第二象限的亏损地幔区, 黄岗杂岩则位于第四象限有陆壳物质参与的岛弧岩石范围。

3 讨论

桃园花岗岩形成时代与二郎坪基性火山岩相近, 根据二郎坪基性火山岩同位素资料^[10]及所测斜长角闪岩同位素数据, 计算在相当于桃园岩体形成时(451 Ma)二郎坪基性火山岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 和 $[\omega(^{87}\text{Sr})/\omega(^{86}\text{Sr})]_t$ 值并做图(图 4), 可见桃园花岗岩与二郎坪基性火山岩具有非常相似的组成范围; 桃园花岗岩稀土元素组成模式与二郎坪基性火山岩相类似^[7], 均为平坦型。以上分析表明, 桃园花岗岩与二郎坪基性火山岩应具有岩浆同源性, 两者均来自亏损地幔。图 5 显示了桃园花岗岩浆的分异结晶作用, 同时也反映了二郎坪基性火山岩是部分熔融的产物。因此, 桃园花岗质岩浆与二郎坪基性岩浆分别来自同一源区岩浆的侵入单元和喷出单元, 它们均是蛇绿岩组合中的组成部分, 对桃园花岗岩的构造环境分析将有助于确证二郎坪蛇绿岩的构造环境。

桃园花岗岩的地球化学特征与北秦岭岛弧型花

表 1 桃园岩体(TY)、黄岗杂岩体(HG)、二郎坪群(TB)的主量元素、微量元素分析结果

Table 1 Major elements, trace elements of Taoyuan (TY) intrusion, Huanggang (HG) intrusive complex and Erlangping (TB) Group

样号	主量元素: % 微量元素: 10 ⁻⁶														
	TY-1	TY-3	TY-4	TY-2	TY-5	HG-1	HG-2	HG-3	HG-4	HG-5	HG-6	HG-8	TB-50	TB-51	TB-52
岩性	斜长花岗岩					辉石 闪长岩	辉长岩	石英 闪长岩	花岗 闪长岩	辉长岩	石英 闪长岩	花岗 闪长岩	斜长角闪岩		
SiO ₂	70.89	74.74	71.12	76.00	75.00	54.49	50.46	55.38	65.31	48.49	59.85	63.26	57.44	48.69	48.14
TiO ₂	0.49	0.33	0.43	0.24	0.36	0.85	0.89	0.89	0.60	0.97	0.72	0.75	0.51	0.72	0.68
Al ₂ O ₃	13.44	12.51	13.55	12.09	12.40	16.85	16.93	16.68	14.03	18.59	15.05	16.02	14.21	18.22	18.08
Fe ₂ O ₃	2.88	0.61	2.11	0.50	1.47	2.91	3.18	2.71	2.19	3.83	2.31	1.70	2.72	6.93	4.96
FeO	1.42	2.12	1.92	2.50	0.77	5.78	6.82	6.00	3.60	6.30	5.60	4.03	3.40	4.42	5.41
MnO	0.12	0.07	0.12	0.05	0.02	0.16	0.22	0.16	0.11	0.30	0.15	0.10	0.07	0.12	0.20
MgO	0.74	0.47	0.63	0.37	0.46	4.79	5.99	4.69	2.62	5.86	4.02	2.16	5.22	7.78	4.03
CaO	2.29	1.72	2.18	0.70	0.59	8.05	9.47	7.60	5.19	9.56	6.96	5.60	5.24	2.92	13.60
Na ₂ O	5.24	4.81	5.57	5.08	4.63	2.61	2.52	2.58	2.77	2.93	2.31	3.25	4.51	3.97	1.68
K ₂ O	1.06	1.57	1.02	1.20	3.16	1.32	1.09	1.58	2.09	0.76	1.60	1.57	0.53	1.10	0.46
P ₂ O ₅	0.11	0.07	0.09	0.04	0.05	0.21	0.19	0.25	0.10	0.16	0.13	0.17	0.08	0.12	0.22
CO ₂	0.04	0.08	0.20	0.09	0.08	0.16	0.08	0.03	0.08	0.10	0.08	0.17	2.91	0.48	0.34
H ₂ O	1.06	0.72	0.89	0.98	0.64	1.52	1.49	1.17	1.10	1.94	1.54	1.00	2.97	4.36	1.89
总和	99.78	99.82	99.83	99.84	99.80	99.70	99.78	99.72	99.79	99.79	100.32	99.78	99.81	99.83	99.69
Sc	10	17	6	11	—	27	32	28	21	31	28	1	25	31	18
V	15	7	9	4	—	225	285	255	129	323	202	149	129	294	309
Co	4	2	3	2	—	28	35	35	17	48	31	21	24	29	45
Cu	9	4	20	10	—	51	140	60	15	146	25	17	79	24	22
Pb	5	5	6	4	—	12	10	11	11	20	9	12	43	15	22
Zn	83	43	68	54	—	90	99	73	57	136	61	88	80	76	96
Ga	16	12	12	13	—	20	19	20	15	22	17	22	12	14	18
Rb	19	16	23	29	—	45	28	51	73	46	56	4	9	8	1
Sr	43	49	35	64	—	740	748	679	192	427	263	379	326	237	1101
Ba	723	858	597	605	—	588	504	715	537	534	498	841	434	127	225
Cs	0.8	0.3	0.8	1.2	—	1.4	0.6	1.3	1.6	1.2	1.4	0.2	1.2	0.5	0.2
Y	43	49	35	64	—	19	16	23	29	13	21	7	28	17	16
Zr	116	75	56	140	—	115	34	123	177	46	117	227	86	56	35
Hf	2.8	2.6	1.6	4.6	—	2.6	0.8	4.1	4.8	1.1	3.5	7.5	2.8	1.8	1.1
Nb	5.3	5.6	4.2	6.2	—	7.9	7.4	6.9	11	6.2	8.6	14	1.1	1.6	3.4
Ta	0.31	0.41	0.24	0.44	—	0.45	0.41	0.42	0.74	0.47	0.38	0.47	0.13	0.33	0.22
U	0.87	1.06	0.64	1.37	—	1.19	0.88	1.14	0.72	0.79	0.98	1.50	0.92	—	—
Th	4.3	6.7	3.5	8.0	—	5.0	4.2	4.9	9.6	3.9	5.8	0.2	2.3	3.0	3.7
La	18	23	18	30	—	32	29	39	22	17	17	22	10	10.87	23.81
Ce	38	47	38	86	—	62	55	79	46	43	39	57	24	25	42
Pr	5.91	6.95	5.60	9.96	—	7.11	6.08	8.69	5.27	4.65	4.09	5.71	2.93	2.75	4.78
Nd	24.68	27.65	22.83	40.50	—	26.67	22.27	34.74	19.86	20.93	17.17	24.56	15.62	13.94	22.35
Sm	6.31	6.69	5.61	9.95	—	4.84	3.93	6.3	4.23	4.04	3.80	5.32	3.90	3.35	4.44
Eu	1.80	1.35	1.77	1.42	—	1.37	1.26	1.53	0.88	1.27	0.97	1.30	1.10	0.84	1.14
Gd	6.83	7.57	6.43	10.80	—	4.26	3.38	4.48	4.42	2.94	3.52	4.89	3.88	2.91	3.78
Tb	1.14	1.24	0.99	1.73	—	0.64	0.50	0.64	0.77	0.41	0.56	0.77	0.76	0.55	0.60
Dy	7.33	8.18	6.21	10.90	—	3.69	2.90	3.84	5.06	2.78	3.57	4.49	4.77	3.17	3.39
Ho	1.52	1.73	1.26	2.30	—	0.75	0.59	0.78	1.09	0.63	0.78	0.89	1.12	0.71	0.76
Er	4.70	5.50	3.87	7.23	—	2.09	1.68	2.10	3.19	1.61	2.22	2.29	3.02	1.85	1.95
Tm	0.71	0.85	0.58	1.11	—	0.28	0.24	0.28	0.46	0.21	0.31	0.29	0.69	0.38	0.43
Yb	4.78	5.74	3.84	7.62	—	1.93	1.63	1.76	3.18	1.41	2.09	1.79	3.71	2.10	2.19
Lu	0.72	0.85	0.56	1.11	—	0.28	0.24	0.24	0.46	0.18	0.29	0.23	0.65	0.39	0.39
$\omega(\sum\text{REE})$	122	145	115	221	—	148	129	185	121	103	96	133	76	70	112
$\frac{\omega(\text{La})_n}{\omega(\text{Yb})_n}$	2.49	2.74	3.18	2.70	—	11.12	12.22	15.06	4.59	7.93	5.42	8.39	1.81	3.50	7.36
Eu/Eu*	0.84	0.56	0.90	0.42	—	0.90	1.00	0.80	0.60	1.10	0.80	0.80	0.90	0.80	0.80

主量元素分析由湖北省地质实验研究所完成,微量元素和稀土元素由国土资源部壳幔体系组成、物质交换及动力学开放研究实验室测定。

表 2 桃园岩体(TY)、黄岗杂岩体(HG)、二郎坪群(TB)同位素分析结果*

Table 2 Isotopic compositions of Taoyuan (TY) intrusion, Huanggang (HG) intrusive complex and Erlangping (TB) Group

样号	$\omega(^{143}\text{Nd})/\omega(^{144}\text{Nd})$	$\omega(^{147}\text{Sm})/\omega(^{144}\text{Nd})$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	t_{DM}/Ga	$\omega(^{87}\text{Rb})/\omega(^{86}\text{Sr})$	$\omega(^{87}\text{Sr})/\omega(^{86}\text{Sr})$	$[\omega(^{87}\text{Sr})/\omega(^{86}\text{Sr})]_t$
TY-1	0.512 545	0.154 2	0.64	1.5	0.323 6	0.705 89	0.703 82
TY-3	0.512 657	0.143 9	4.04	1.0	0.375 2	0.706 72	0.704 31
TY-4	0.512 798	0.144 2	6.15	0.8	0.444 9	0.706 79	0.703 94
TY-2	0.512 657	0.147 2	3.23	1.1	1.311 8	0.711 21	0.702 78
HG-1	0.512 145	0.114 3	-5.07	1.5	0.151 5	0.706 99	0.706 06
HG-2	0.512 139	0.110 1	-4.96	1.5	0.101 5	0.706 60	0.705 97
HG-3	0.512 132	0.112 8	-5.20	1.5	0.285 9	0.707 21	0.705 45
HG-4	0.512 246	0.134 2	-4.20	1.7	1.220 9	0.713 75	0.706 24
HG-5	0.512 161	0.117 8	-4.91	1.6	0.394 7	0.709 45	0.707 02
HG-8	0.512 219	0.128 5	-4.37	1.7	0.478 8	0.709 55	0.706 60
TB-50	0.512 754	0.152 8	4.84	1.0	0.075 2	0.706 62	0.706 14
TB-51	0.512 462	0.140 9	-0.18	1.4	0.136 4	0.707 13	0.706 25
TB-52	0.512 294	0.117 9	-2.13	1.4	0.016 0	0.704 87	0.704 77

样品由国土资源部壳幔体系组成、物质交换及动力学开放研究实验室测定。作者完成了大部分 Rb-Sr 和全部 Sm-Nd 样品的测试工作。同位素全程本底为： $m(\text{Sm})=1.2 \times 10^{-11} \text{ g}$, $m(\text{Nd})=1.9 \times 10^{-10} \text{ g}$, $m(\text{Rb})=1.1 \times 10^{-9} \text{ g}$, $m(\text{Sr})=1.8 \times 10^{-9} \text{ g}$; Nd, Sr 质谱测定的仪器标准 La Jolla 和 NBS987 的测定值分别为 $\omega(^{143}\text{Nd})/\omega(^{144}\text{Nd})=0.511\ 859 \pm 0.000\ 008$ 和 $\omega(^{87}\text{Sr})/\omega(^{86}\text{Sr})=0.710\ 23 \pm 0.000\ 03$ 。全程国家标准 GBW04419 测定值为 $\omega(^{143}\text{Nd})/\omega(^{144}\text{Nd})=0.512\ 727 \pm 0.000\ 009$, $\omega(\text{Sm})=3.05 \times 10^{-6}$, $\omega(\text{Nd})=10.09 \times 10^{-6}$; GBW04411 测定值为 $\omega(^{87}\text{Sr})/\omega(^{86}\text{Sr})=0.760\ 13 \pm 0.000\ 27$, $\omega(\text{Rb})=248.53 \times 10^{-6}$, $\omega(\text{Sr})=156.49 \times 10^{-6}$ 。 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 的计算采用 $[\omega(^{143}\text{Nd})/\omega(^{144}\text{Nd})]_{\text{CHUR}}=0.512\ 638$, $[\omega(^{147}\text{Sm})/\omega(^{144}\text{Nd})]_{\text{CHUR}}=0.196\ 7$; t_{DM} 的计算采用 $[\omega(^{143}\text{Nd})/\omega(^{144}\text{Nd})]_{\text{DM}}=0.513\ 15$, $[\omega(^{147}\text{Sm})/\omega(^{144}\text{Nd})]_{\text{DM}}=0.213\ 57$; 桃园岩体 $t=451 \text{ Ma}$, 黄岗杂岩体 $t=429 \text{ Ma}$ 。

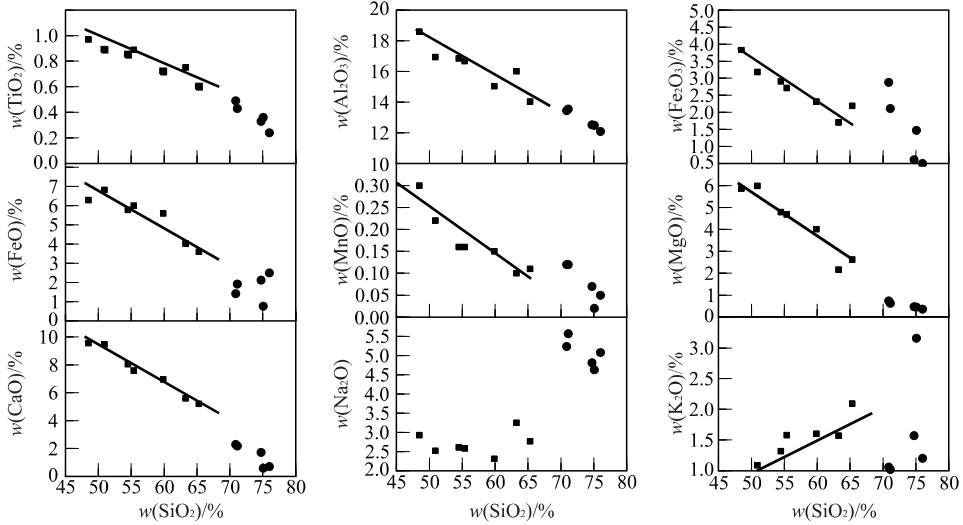


图 2 桃园岩体(黑圆点)和黄岗杂岩体(黑方块)化学成分 Harker 图

Fig. 2 Harker diagrams of Taoyuan intrusion (black dots) and Huanggang (black squares) intrusives complex

岗岩有明显差别^[2], 与世界典型地区产于蛇绿岩中的大洋型花岗岩相接近^[8]。根据 Forster 等^[11]对 Pearce 的 $\omega(\text{Rb})-\omega(\text{Y}+\text{Nb})$ 图解的评估与检验, 对于与洋壳消减作用有关的弧后盆地中产出的花岗岩类应落于岛弧型(VAG)、洋脊型(ORG)和板内型(WPG)花岗岩的混合区(图 6 中的虚线区)。以上综合分析表明, 桃园花岗岩形成于与消减作用有关的

弧后盆地环境是可以接受的, 由此可以限定二郎坪蛇绿岩亦形成于与桃园岩体类似的构造环境。这可以较好地解释二郎坪基性火山岩同时具有 N-MORB 型性质^[7]和岛弧性质^[4], 而不支持二郎坪基性火山岩形成于岛弧构造环境的认识^[5]。

从黄岗杂岩超基性-基性-中酸性的岩石组合特征和同源岩浆的分异演化看, 岩浆应起源于深部

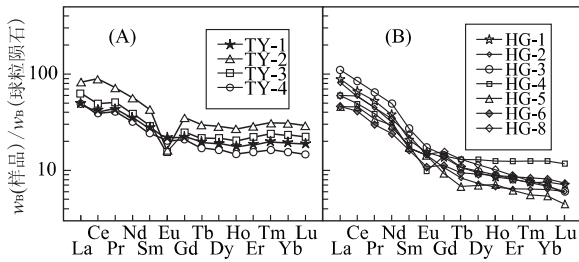
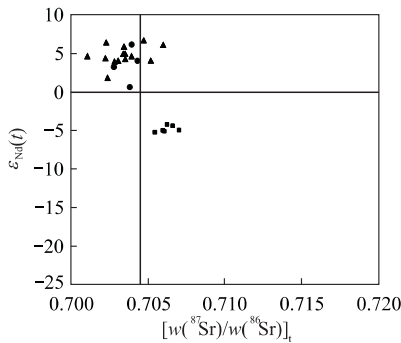


图 3 稀土元素组成模式

Fig. 3 REE model diagrams

A. 桃园花岗岩; B. 黄岗杂岩

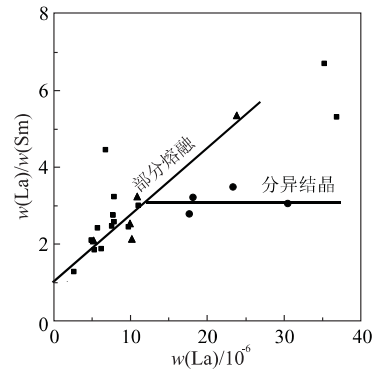
图 4 $\epsilon_{Nd}(t) - [w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})]_t$ 图解Fig. 4 $\epsilon_{Nd}(t)$ vs. $[w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})]_t$ diagram

黑圆点为桃园花岗岩, $t=451$ Ma; 黑方块为黄岗杂岩, $t=429$ Ma; 黑三角为二郎坪基性火山岩^[10]在相当于桃园岩体形成时的同位素特征

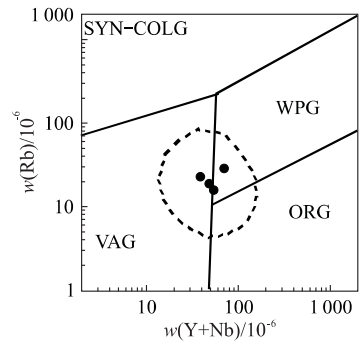
莫霍面以下, 同位素示踪显示其岩浆中含有一定比例的陆壳物质, 这种陆壳物质的来源有两种可能: (1) 幔源岩浆上升过程中有陆壳物质的混染; (2) 俯冲板片上的沉积物析出流体作用于上部地幔楔。

黄岗杂岩体的北界为宽坪群火山岩和碎屑岩, 根据同位素资料计算^[10], 在相当于黄岗杂岩 (429 Ma) 形成时, 宽坪群火山岩的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 在 +2 到 +7 之间, $[w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})]_t$ 在 0.699 到 0.706 之间, 如果宽坪群火山岩对黄岗岩浆有混染, 只能向着 $\epsilon_{Nd}(t)$ 增高和 $[w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})]_t$ 降低的方向进行, 这与黄岗杂岩较低的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 和较高的 $[w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})]_t$ 不符。至于宽坪群碎屑岩, 尽管其 $\epsilon_{Nd}(t)$ 较低 (-12 ~ -8), 具有混染黄岗岩浆的可能, 但其 $[w(^{87}\text{Sr})/w(^{86}\text{Sr})]_t$ 值很高 (0.729 ~ 0.751), 也不可能混染黄岗杂岩。

黄岗杂岩南界为二郎坪群蛇绿岩片, 由于其形成时代与黄岗杂岩相近, 黄岗杂岩体有可能是与二郎坪群基性岩浆同源的岩浆侵入单元。然而, 黄岗杂岩与时代相近、产于二郎坪弧后盆地并与二郎坪蛇

图 5 岩石 $w(\text{La})/w(\text{Sm}) - w(\text{La})$ 图解Fig. 5 $w(\text{La})/w(\text{Sm})$ vs. $w(\text{La})$ diagram

图中黑圆点为桃园花岗岩, 黑方块为二郎坪基性火山岩^[3], 黑三角为所测二郎坪斜长角闪岩

图 6 桃园岩体花岗岩类 $w(\text{Rb}) - w(\text{Y+Nb})$ 构造环境判别图解^[8]Fig. 6 $w(\text{Rb}) - w(\text{Y+Nb})$ tectonic setting discrimination diagrams of Taoyuan intrusion

图中的虚线为与洋壳消减作用有关的弧后蛇绿岩套中花岗岩类的分布范围^[11]。VAG. 火山弧型花岗岩; ORG. 洋脊型花岗岩; WPG. 板内型花岗岩; SYN-COLG. 同碰撞型花岗岩。

绿岩有成因联系的桃园岩体相比, 具有明显不同的岩石学和地球化学特征, 由此可以排除黄岗杂岩是由二郎坪基性岩浆分异而侵位于宽坪群中的可能。

以上分析表明, 黄岗杂岩岩浆中含有的陆壳物质并非岩浆上侵过程中同化混染围岩的结果。由于黄岗杂岩形成于岛弧构造环境^[12], 它们应是俯冲板片及其上的陆壳沉积物在消减过程中析出流体并作用于上方地幔楔从而诱发地幔楔部分熔融的结果^[13]。从秦岭造山带的构造发展看, 在二郎坪弧后盆地的发展过程中, 曾一度发展成小洋盆, 出现过渡性洋壳^[7], 并作双向俯冲消减^[1]。因此, 黄岗杂岩岩浆中陆壳物质的再循环与二郎坪弧后盆地向北的消减作用有着直接的联系, 这同时说明多级次的俯冲消减作用是秦岭造山带演化的基本特征。

4 结论

(1) 桃园岩体与黄岗杂岩体在时间上均为加里东期岩浆作用的产物,两者在岩石学、主量元素、微量元素和同位素组成特征上存在明显差异,反映它们形成于不同的构造背景。

(2) 桃园花岗岩与二郎坪群基性岩具有共同的岩浆来源,两者均来自亏损地幔。桃园花岗质岩浆由基性岩浆分异而成,组成二郎坪蛇绿岩片中的岩浆侵入单元;构造环境分析表明,桃园花岗岩形成于与洋壳板块消减作用有关的弧后盆地,从而支持了二郎坪蛇绿岩片形成于弧后盆地的认识。

(3) 同位素示踪显示,岩浆中含有较高比例的陆壳物质,这种陆壳物质是俯冲板片及其上的陆壳沉积物在消减过程中析出流体并作用于上方地幔楔从而诱发地幔楔部分熔融的结果,这显示了在岛弧岩浆中陆壳物质的再循环。

参考文献:

- [1] 张国伟,孟庆任,于在平,等. 秦岭造山带的造山过程及其动力学特征[J]. 中国科学(D辑),1996, 26(3): 194~195.
- [2] 张本仁,骆庭川,高山,等. 秦巴岩石圈构造及成矿规律地球化学研究[M]. 武汉:中国地质大学出版社,1994. 446.
- [3] 孙勇,卢欣祥,韩松,等. 北秦岭早古生代二郎坪蛇绿岩片的组成和地球化学[J]. 中国科学(D辑),1996, (增刊): 49~55.
- [4] Xue F, Kroner A, Reischmann T, et al. Paleozoic pre- and post-collision calcalkaline magmatism in the Qinling

- orogenic belt, central China, as documented by zircon ages on granitoid rocks [J]. Journal of Geological Society, 1996, 153(3): 409~417.
- [5] Sun W, Li S. Comment on: Pb isotopes of granitoids suggest Devonian accretion of Yangtze (South China) craton to North China craton [J]. Geology, 1998, 26(9): 859~860.
- [6] 张宏飞,张利,高山,等. 桐柏地区变质杂岩和侵入岩类Pb同位素组成特征及其地质意义[J]. 地球科学——中国地质大学学报,1999, 24(3): 269~273.
- [7] 卢欣祥,肖庆辉,董有,等. 秦岭花岗岩大地构造图[Z]. 西安:地图出版社,1998. 16.
- [8] Pearce J A, Harriss N B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks [J]. Journal of Petrology, 1984, 25: 956~983.
- [9] Faure G. Principles of isotope geology [M]. [s. l.]: Wiley, 1986. 299.
- [10] 张宗清,刘敦一,付国民. 北秦岭变质地层同位素年代学研究[M]. 北京:地质出版社,1994. 199.
- [11] Forster H J, Tischendorf G, Trumbull R B. An evaluation of the Rb vs. (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks [J]. Lithos,1997, 40: 261~293.
- [12] Zhang L, Zhang H F. Huanggang intrusive complex in northern Tongbai area: island-arc tectonic environment and its geological significance [J]. Journal of China University of Geosciences, 1998, 9(3): 223~227.
- [13] Nelson D R. Isotopic characteristics of potassic rocks: evidence for the involvement of subducted sediments in magma genesis [J]. Lithos, 1992, 26: 408~420.

SUBDUCTION OF BACK-ARC BASIN AND RECYCLING OF CRUSTAL SUBSTANCE IN NORTHERN QINLING: GEOCHEMICAL EVIDENCE OF TAOYUAN INTRUSION AND HUANGGANG INTRUSIVE COMPLEX

Zhang Li Wang Linsen Zhou Lian

(Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China)

Abstract: Major and trace element compositions and isotopic compositions for Taoyuan intrusion and Huanggang intrusive complex are presented in this paper. The geochemical research into the Taoyuan

intrusion and Huanggang intrusive complex in the Caledonian stage, north of Tongbai shows that the Taoyuan granitic magma derived from the depleted mantle are similar to the Erlangping basic volcanic magma. The Taoyuan granites that occurred in the back-arc basin related to the subduction of the ocean plate originated from the same magma as those of Erlangping basic volcanic rocks. The Huanggang intrusive complex, closely related to the northward subduction of the Erlangping back-arc basin, was formed in the island-arc tectonic environment. The magmas of Huanggang are mixed with a certain percentage of continental crustal substances, products of the partial melting of the mantle wedge enhanced by the fluid extracted from the subducted slab and the overlying crustal substance in the subduction process.

Key words: back-arc basin subduction; recycling of crustal substance; Taoyuan intrusion; Huanggang intrusive complex; geochemistry; northern Qinling.

* * * * *

民和盆地红古城组湖岸重力流初步研究

蔡雄飞 李长安 占车生

(中国地质大学地球科学学院, 武汉 430074)

浊流作为密度流的一种沉积类型,在我国各地质时代广泛发育,人们一般把注意力集中在大陆斜坡之下的高密度流和低密度流,而比较忽略湖(海)岸之下地带的低密度流的沉积.本文对民和盆地早白垩世盆地萎缩时期形成的红古城组大量低密度流进行研究.

1 早白垩世红古城组

民和盆地下白垩统长期以来一直以河口群代组.经过近年区调,自下而上可划分为 4 个组.盆地早白垩世早期的朱家台组为辫状河碎屑岩系;中期盐锅峡组以浪成波痕为主的细砂岩和蓝灰色薄层灰、泥岩组合为代表;晚期以红古城组薄—中—厚层细、粉砂岩与粉砂质泥岩互层;末期花庄组则为反粒序的泥、砂互层.

红古城组为民和盆地晚期萎缩事件的产物,可分为下、上部两个准层序组.下部准层序组由中—薄层细、粉砂岩与粉砂质页岩互层、水下沉积构造与水上暴露构造交互为特点,纵向上频繁出现.这是一个由季节性洪水沉积作用而形成的进积序列.富含波痕的细、粉砂岩代表洪水高峰时期的活跃沉积,而粉砂岩层面上龟裂、潜穴以及粉砂质页岩代表洪水作

用回落以后阶段产物.

上准层序组与下准层序组岩性差异较大,每个准层序组均由厚—中厚层富含各种波痕的粉、细砂岩、粉砂岩、粉砂质泥岩组成.粉、细砂岩单层厚度 30~90 cm,水下沉积构造可以出现板状交错层理、舌状波痕、不对称波痕、干涉波痕等,往上变细的粉砂岩层面上富含大量水上暴露构造,表明红古城组上部受古气候潮湿与干旱作用更加显著,而且洪水规模远较下准层序组大,为一种“大旱大涝”的古气候作用特点,而大量的低密度流沉积序列在上准层序组比较发育.

2 红古城组的低密度流的沉积特征

民和盆地早白垩世红古城组从下往上就是处于河流不断向湖岸旋回流动的环境,这是形成红古城组低密度流的外部条件.关于密度流引起的浊流,人们一般非常注意斜坡之下地区,并总结出了 3 个条件^[1]:(1)足够的水深,是沉积物不被冲刷的必要条件,最小深度为 100 m;(2)足够的坡度角,一般为 3°~5°;(3)充沛的物源,河流源源不断向沉积盆地搬运碎屑物质等,为沉积物重力流形成提供物质基础.

红古城组沉积环境尽管是由陆向湖的近岸地带,但基本具备了重力流沉积的三大因素.红古城组

(下转 82 页)