

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

攀枝花层状辉长岩体的微量元素和锆钨铅氧同位素系统:地幔源区和矿床成因的证据

艾羽¹⁾, 张招崇^{1,2)}, 王福生²⁾, 郝艳丽²⁾, 赵莉¹⁾, 杨铁铮¹⁾

1) 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京, 100083

2) 中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037

内容提要: 攀枝花岩体是攀西地区一个典型含钒钛磁铁矿的层状辉长质岩体, 是峨眉山大火成岩省的组成部分。其 Sr、Nd、Pb 同位素组成变化范围较窄, 落在峨眉山玄武岩的范围内, 同时也落在洋岛玄武岩范围内, 说明攀枝花岩体与峨眉山玄武岩有着成因联系, 均与地幔柱作用有关。其低的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 ($<6\text{‰}$) 说明没有地壳物质的混染, 其高的 La/Nb 比值 (>1) 和微量元素原始地幔标准化图解出现的负 Nb 异常则表明源区有岩石圈地幔物质的混染。因而攀枝花岩体是地幔柱和岩石圈地幔部分熔融的产物, 岩浆在岩浆房中没有经历地壳物质的混染作用。Mg[#] 与 P₂O₅ 的正相关以及 P₂O₅ 与 FeO 含量的负相关, 表明 P 不是导致氧化物熔体不混熔的主要原因; 而 Mg[#] 与 Fe₂O₃/FeO 的负相关则说明, 岩浆演化过程中氧逸度的升高可能是导致氧化物熔体不混熔的主要原因。

关键词: 辉长岩; 地幔柱; 岩石圈地幔; 地壳混染; 不混熔; 氧逸度; 攀枝花

二叠纪是地球历史上岩浆活动最活跃的时期之一, 其强度仅次于白垩纪, 在该时期发育有 3 个大火成岩省, 即中国的峨眉山、俄罗斯的西伯利亚和印度的 Panjal (Bhat & Zainuddin, 1981)。印度的 Panjal 大火成岩省由于军事原因, 其地质地球化学特征均还不清楚。西伯利亚大火成岩省已进行过大量的研究 (如 Sharma et al., 1992; Lightfoot et al., 1993; Kamo et

al., 2003; Saunders et al., 2005), 其地球化学特征与峨眉山大火成岩省有一定相似性 (张招崇等, 2005), 但是在成矿特征上, 则存在明显的区别: 西伯利亚大火成岩省赋存有世界级的 Noril'sk 型 Cu—Ni—PGE 矿床 (Naldrett et al., 1992); 峨眉山大火成岩省赋存有世界级的钒钛磁铁矿床, 而虽然也赋存有类似的 Cu—Ni—PGE 矿床, 但规模均较小。那么是什么因素导致了不同的成矿特点, 通过对峨眉山大火成岩省中的赋矿岩体的研究可为这个问题提供重要信

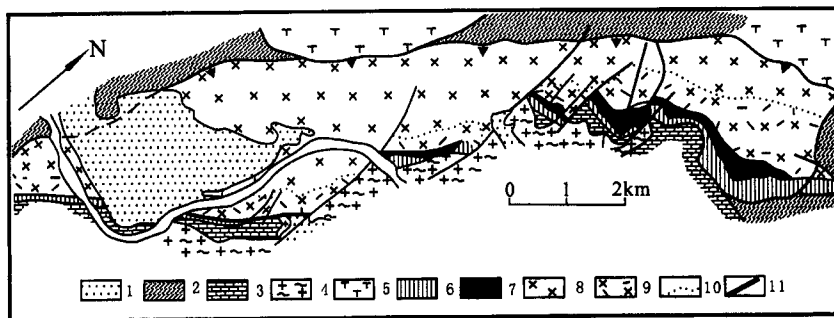


图 1 攀枝花矿区地质简图

Fig. 1 Sketch geological map of the Panzhihua mine

1—第四系; 2—上三叠统砂岩; 3—新元古界大理岩; 4—变质基底; 5—正长岩; 6—橄榄辉长岩; 7—钒钛磁铁矿体; 8—辉长岩—斜长岩; 9—含磁铁矿辉石岩; 10—岩相界线; 11—断裂
1—Quaternary; 2—Upper Triassic sandstone; 3—Late Proterozoic marble; 4—metamorphosed basement; 5—syenite; 6—olivine gabbro; 7—V—Ti—magnetite ore; 8—gabbro—anorthosite; 9—magnetite-bearing pyroxenite; 10— boundary of lithofacies; 11—fault

息。

攀枝花岩体是攀枝花钒钛磁铁矿床的赋矿岩体, 也是攀西地区的一个典型的辉长质层状含矿岩体, 前人对该岩体的地质特征以及岩石学、矿物学和地球化学特征进行过大量的研究 (如 Zhou et al., 2005; 宋谢炎等, 1994, 1996, 1997, 1999; 杨天奇,

注: 本文为教育部新世纪优秀人才支持计划 (NCET-04-0728)、国土资源部百名优秀青年计划、国家自然科学基金资助项目 (编号 40273020、40172026) 和“973”项目 (编号 G1999043205) 的成果。

收稿日期: 2006-01-17; 改回日期: 2006-04-18; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 艾羽, 男, 1984 年生, 学士, 岩石学专业。通讯作者: 张招崇, Email: zczhang@cugb.edu.cn。

1988;周秀仲,1987),但是还没有进行过系统的地球化学研究,尤其是缺乏对地壳物质混染具有重要指示意义的 Pb 和 O 同位素数据。本文旨在通过对其系统的地球化学研究,探讨该岩体的形成机制,并对钒钛磁铁矿的成因提供某些约束条件。

1 岩体的地质特征

攀枝花岩体的地质学、岩石学和矿物学特征前人已作过详细研究和报道(如宋谢炎等,1999;杨天奇, 1988;周秀仲,1987),在此只作简要介绍。攀枝花岩体位于峨眉山大火成岩省的中部,为一呈单斜产状产出的镁铁—超镁铁层状侵入体,其总体走向

为北东向,向北西倾斜,其出露长约 19km,宽 1.5~3km,平均厚约 2km,顺层侵入于元古宇大理岩地层中,其边部还有略晚的正长岩体侵入(图 1)。攀枝花岩体主要由辉长岩组成。从下至上依次可以划分为 4 个岩相带:由细粒辉长岩夹橄榄辉长岩组成的边缘相带、含钒钛磁铁矿辉长岩相带、层状辉长岩相带以及浅色辉长岩相带(图 2)。其中层状辉长岩带由浅色、中色辉长岩和深色辉长岩组成,这三者往往呈韵律构造,但是它们在矿物组成上并没有本质的区别,均主要由普通辉石和斜长石组成,呈辉长结构,主要差别在于两种主要矿物在岩石中的相对含量不同。另有少量的副矿物,如磷灰石和磁铁矿,但是后者往往含量较高,尤其是在深色辉长岩中。其上部有少量斜长岩。除了橄榄辉长岩中含有少量橄榄石外(5~8%),其它岩石均不含橄榄石。钒钛磁铁矿体位于层状岩体的底部,与辉长岩有明显的接触界线。

2 岩体地球化学特征

本次地球化学研究的样品采自攀矿露天采场,采样位置见图 2。

2.1 主要元素特征

主要元素分析结果(表 1)表明, SiO₂ 含量较低,为 28%~47%,低的 SiO₂ 含量是由于其中含较多磁铁矿的缘故(图 3)。其 TiO₂ 的含量总体较高,均>2.7%。 Al₂O₃ 含量变化较大,为 10%~21%;MgO 的含量总体较低,为 3.2%~8.1%,相应的 Mg[#] 也较低,为 26.1%~50.8%;CaO 的含量较高,为 6.1%~18.3%。 K₂O 和 Na₂O 的含量较低,尤其是 K₂O 的含量,均<0.44%,反映了拉斑系列岩浆的特点。

在 Mg[#] 与主要氧化物关系图(图 4)上, Mg[#] 与 CaO 和 SiO₂ 呈正相关,而与 Al₂O₃ 和 FeO 呈负相关。 TiO₂ 和 FeO 显示出正相关,而 CaO 和 Al₂O₃ 则

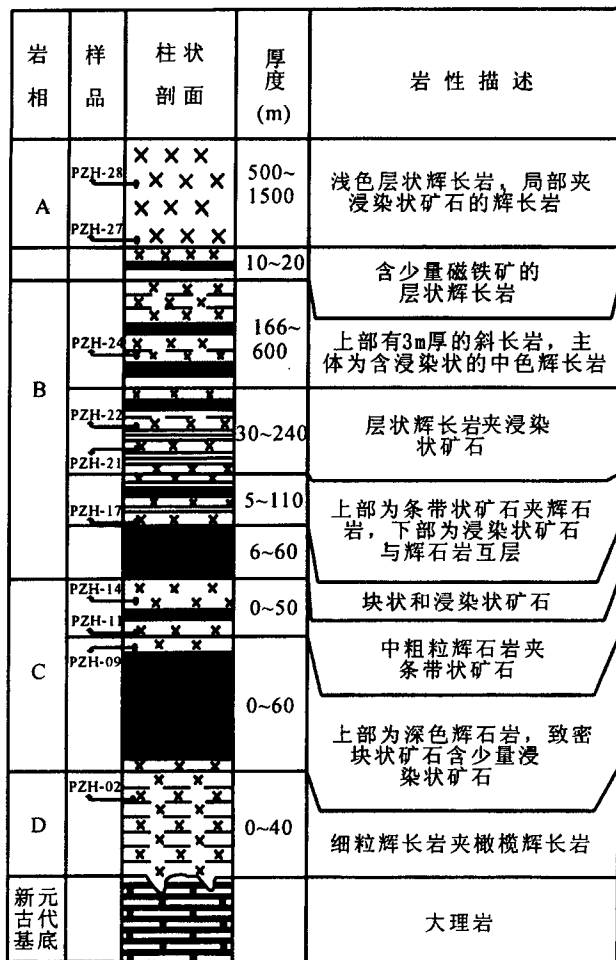


图 2 攀枝花岩体岩性柱状图及采样位置图

Fig. 2 Simplified stratigraphic column of the Panzhihua intrusion with sample locations

A—浅色辉长岩相带; B—层状辉长岩相带; C—含钒钛磁铁矿辉长岩相带; D—边缘岩相带

A—Light-colored gabbro lithofacies; B—layered gabbro lithofacies; C—gabbro with V—Ti—bearing magnetite lithofacies; D—marginal lithofacies

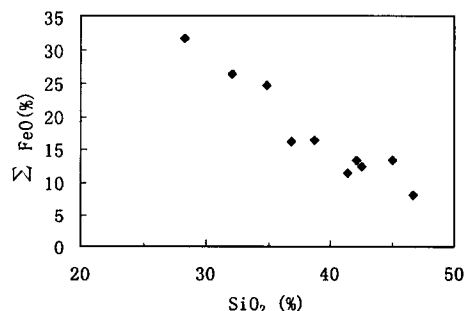


图 3 SiO₂ 对全 FeO 图解

Fig. 3 Diagram of SiO₂ versus total FeO

表 1 攀枝花岩体主要元素分析结果(%)

Table 1 Major element analyses of the Panzhihua intrusion (%)

样品原号	PZH-2	PZH-9	PZH-11	PZH-14	PZH-17	PZH-21	PZH-22	PZH-24	PZH-27	PZH-28
岩石名称	细粒辉长岩	深色含矿辉长岩	浅色辉长岩	中色辉长岩	中色辉长岩	深色辉长岩	浅色辉长岩	中—深色辉长岩	浅色细粒辉长岩	细粒辉长岩
SiO ₂	41.40	28.32	34.93	32.15	36.94	38.73	42.60	42.17	46.70	45.09
TiO ₂	2.75	7.47	6.34	8.64	8.14	4.85	3.65	3.62	2.84	3.52
Al ₂ O ₃	14.84	13.05	11.70	13.88	10.24	12.94	17.32	16.64	20.80	15.32
Fe ₂ O ₃	2.34	14.46	10.40	11.48	3.63	5.84	4.23	4.74	2.28	6.03
FeO	9.16	18.68	15.29	16.00	12.81	11.17	8.50	8.93	6.05	7.92
MnO	0.20	0.24	0.22	0.22	0.25	0.22	0.18	0.19	0.12	0.21
MgO	5.67	7.89	7.82	4.53	8.22	6.61	4.97	5.49	3.17	5.91
CaO	18.32	6.07	10.56	8.11	13.63	12.69	11.82	11.60	11.10	11.59
Na ₂ O	0.68	1.32	1.40	2.18	1.67	2.11	3.00	2.82	3.70	2.48
K ₂ O	<0.01	0.19	0.08	0.08	0.06	0.14	0.16	0.12	0.18	0.44
P ₂ O ₅	0.26	0.04	0.04	0.03	2.94	2.51	1.99	2.06	1.38	0.45
H ₂ O+	3.80	1.68	0.82	2.12	0.82	1.30	1.06	0.78	1.02	0.46
CO ₂	0.17	0.23	0.14	0.38	0.26	0.43	0.43	0.38	0.43	0.17
总量	99.59	99.64	99.74	99.80	99.61	99.54	99.91	99.54	99.77	99.59
Mg [#]	50.78	33.79	39.41	26.07	51.18	45.20	45.29	46.03	44.51	47.58

分析方法: XRF; Fe₂O₃ 和 FeO 由湿化学分析; 测试单位: 国家地质实验中心测试; Mg[#] = 100 · Mg / (Mg + Fe), 假定 Fe³⁺ / Fe²⁺ = 0.15, 另外还考虑到部分 Fe 是含钛磁铁矿引起的, 而不是硅酸盐中的铁, 所以计算 Mg[#] 时利用宋谢炎等(1994)提出的方法进行了校正。

没有相关性。这种相关性与本区的新街岩体以及峨眉山玄武岩具有明显不同, 后者 Mg[#] 与 SiO₂ 呈负相关, 而与 FeO 则呈正相关(赵莉等, 2006; 张招崇等, 2006)。

2.2 微量元素特征

微量元素分析结果(表 2)表明, 相容元素含量均较低: Cr 的含量为 $2.2 \times 10^{-6} \sim 52.0 \times 10^{-6}$, Ni 的含量为 $3.2 \times 10^{-6} \sim 75.2 \times 10^{-6}$; Co 的含量为 25

$\times 10^{-6} \sim 145 \times 10^{-6}$ 。不相容元素 Rb、Th、U 的含量较低, 其含量分别为 $1.0 \times 10^{-6} \sim 8.4 \times 10^{-6}$ 、 $0.04 \times 10^{-6} \sim 1.04 \times 10^{-6}$ 、 $0.02 \times 10^{-6} \sim 0.11 \times 10^{-6}$, 不相容元素 Sr 的含量较高, 为 $333 \times 10^{-6} \sim 1287 \times 10^{-6}$ 。在原始地幔标准化图解(图 5)上, 总体显示出大离子亲石元素略富集, 并且某些样品具有 Nb 和 Zr、Hf 的负异常以及 Ti 和 Sr 的正异常。对于 P, 有些样品则显示出正异常, 而有些样品则显示出负异常。其 La/Nb 比值变化较大, 为 0.4~5.3, Nb/U 比值较高, 为 32~568; (Th/Ta)_{PM} 比值较低, 均小于 1, 为 0.01~0.31。

由表 2 和图 6 可以看出, 稀土元素总体上具有轻稀土富集的特征, 其 (La/Yb)_N 为 2.4~

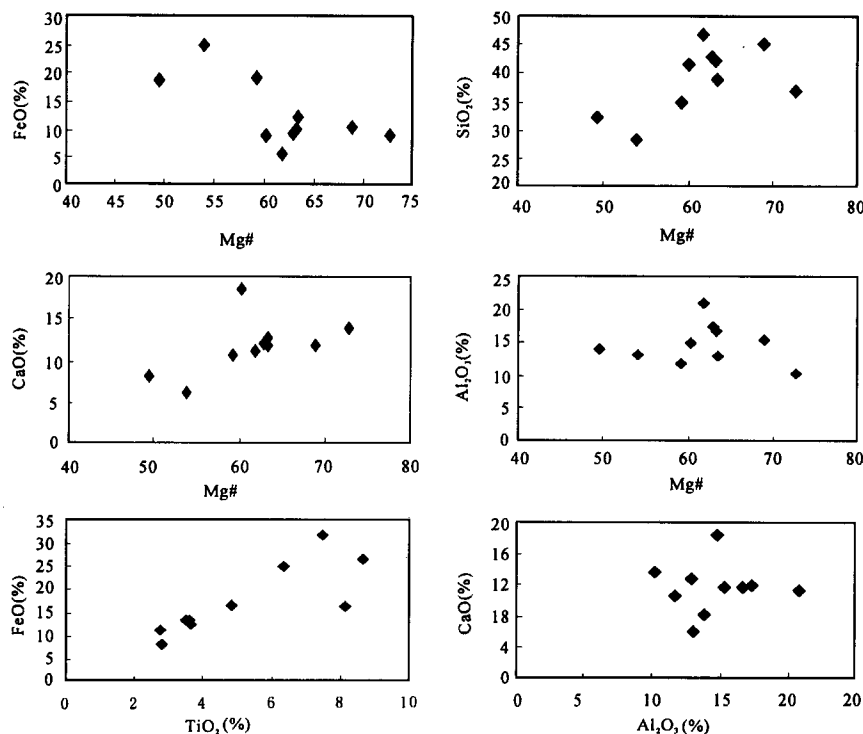
图 4 Mg[#] 对主要氧化物以及氧化物之间的关系图解Fig. 4 Diagram of Mg[#] versus major oxides and oxide versus oxide

表 2 攀枝花岩体微量元素分析结果($\times 10^{-6}$)
Table 2 Trace element analyses of the Panzhihua intrusion ($\times 10^{-6}$)

	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Sn	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
PZH-2	39.84	42.39	57.38	56.43	113.35	31.12	1.07	333	15.94	56.00	11.78	0.10	1.00	0.08	10.63	11.38	31.55	4.93	25.88	5.86	2.19
PZH-9	52.00	145.42	75.22	159.71	187.81	23.76	2.90	415	1.84	8.99	2.26	0.16	0.70	0.06	131.06	1.30	3.22	0.45	2.19	0.58	0.39
PZH-11	24.78	94.22	37.49	87.53	148.94	19.69	1.31	358	6.02	17.42	2.48	0.14	0.68	0.03	55.07	2.06	5.56	0.89	5.50	1.51	0.74
PZH-14	21.46	110.75	20.03	82.79	206.04	26.07	2.02	696	4.09	18.57	4.69	0.17	0.67	0.11	94.01	1.82	4.73	0.73	3.81	1.02	0.76
PZH-17	2.10	57.42	3.19	49.18	109.08	13.02	0.97	514	23.87	23.46	5.10	0.19	0.10	0.03	57.13	14.44	43.08	7.26	40.60	10.55	3.49
PZH-21	6.57	56.76	4.97	46.02	124.37	18.58	1.92	631	22.84	15.48	3.40	0.11	0.28	0.07	105.52	16.53	46.52	7.53	40.87	10.13	3.39
PZH-22	2.22	40.37	2.45	28.63	93.59	18.60	1.38	874	18.64	10.88	3.31	0.12	0.25	0.02	115.98	15.22	43.03	6.82	36.25	8.45	3.02
PZH-24	5.35	40.74	4.25	35.98	99.03	18.35	1.22	865	19.07	10.38	2.74	0.14	0.27	0.04	103.32	14.49	41.38	6.74	37.33	8.75	3.07
PZH-27	4.43	24.75	3.37	29.06	74.15	22.69	2.18	1287	15.41	12.08	4.23	0.15	0.23	0.04	156.23	13.92	37.51	5.73	30.06	6.96	2.83
PZH-28	38.98	44.85	49.83	73.34	137.58	25.07	8.42	966	25.48	67.90	34.89	0.81	1.96	0.10	458.96	37.84	90.33	11.82	50.55	10.26	3.01
	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Bi	Th	U	La/Nb	Nb/U	Ti/Y	(Th/Ta) _{PM}	(La/Yb) _n	δ_{Eu}	ΣREE
PZH-2	5.51	0.81	4.30	0.69	1.86	0.26	1.50	0.20	2.76	1.39	0.77	0.01	0.04	0.02	0.97	568	1034	0.01	4.98	1.18	96.94
PZH-9	0.59	0.09	0.45	0.09	0.18	0.03	0.17	0.02	0.42	0.34	1.73	0.06	0.15	0.05	0.58	45	24307	0.22	5.03	2.08	9.76
PZH-11	1.82	0.27	1.51	0.29	0.66	0.09	0.56	0.08	0.85	0.34	1.01	0.02	0.17	0.08	0.83	32	6309	0.24	2.42	1.38	21.53
PZH-14	1.22	0.20	1.05	0.18	0.48	0.06	0.39	0.05	0.74	0.84	0.52	0.01	0.08	0.08	0.39	61	12679	0.04	3.07	2.11	16.51
PZH-17	10.25	1.33	6.51	1.09	2.36	0.24	1.39	0.20	0.99	0.56	0.26	0.00	0.21	0.08	2.83	63	2045	0.19	6.85	1.03	142.78
PZH-21	10.24	1.37	6.27	0.99	2.16	0.24	1.37	0.18	0.64	0.41	0.61	0.00	0.27	0.11	4.86	31	1273	0.31	7.96	1.03	147.78
PZH-22	8.77	1.15	5.30	0.86	1.75	0.19	0.99	0.14	0.44	0.45	0.34	0.00	0.19	0.06	4.59	51	1174	0.20	10.16	1.08	131.94
PZH-24	8.41	1.12	5.20	0.82	1.82	0.18	1.07	0.12	0.42	0.40	0.33	0.00	0.22	0.08	5.29	34	1138	0.26	8.94	1.10	130.49
PZH-27	6.82	0.90	4.07	0.66	1.47	0.15	0.77	0.10	0.46	0.59	1.25	0.00	0.17	0.07	3.29	63	1105	0.14	11.87	1.26	111.95
PZH-28	8.50	1.21	6.22	1.12	2.84	0.39	2.34	0.34	2.95	2.70	3.53	0.00	1.04	0.30	1.08	115	828	0.19	10.64	0.97	226.79

分析方法: ICP-MS; 分析单位: 中国科学院地质与地球物理研究所。

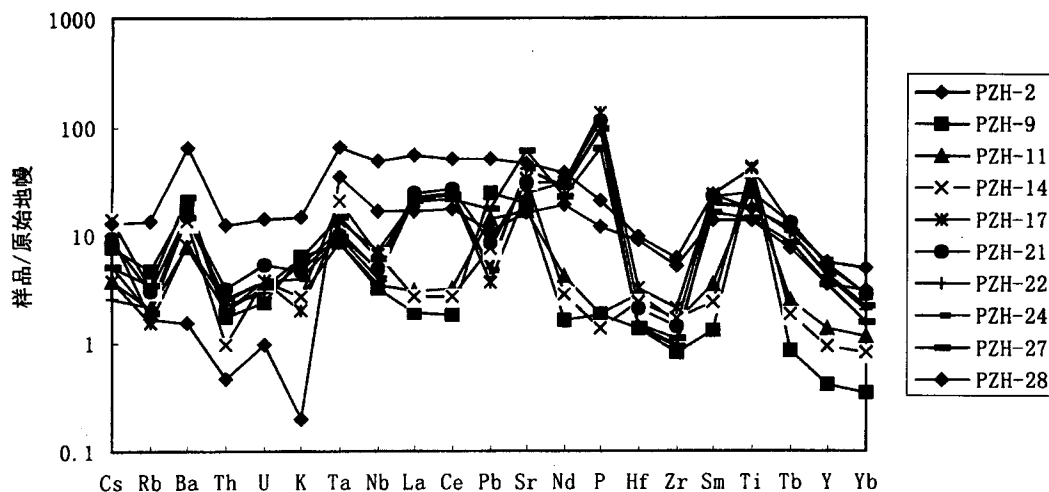


图 5 攀枝花岩体微量元素原始地幔标准化图解(原始地幔值据 Sun & McDonough, 1989)

Fig. 5 Primitive mantle-normalized trace element patterns of the Panzihua intrusion
(normalized values are from Sun & McDonough, 1989)

11.9, 并且基本上不存在 Eu 的负异常, 其 δ_{Eu} 值为 0.97~2.11, 其高的 δ_{Eu} 值与斜长石的堆积有关。

2.3 同位素特征

本次研究为了避免蚀变对同位素测定值的影响, 所有样品均选取出单斜辉石单矿物(纯度 > 98%) 用来测定 Sr、Nd、Pb、O 同位素成分。由表 3 可以看出, $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值总体较低, 除一个样品(PZH-17) 大于 6‰ 外, 其余均小于 6‰, 为 3.9‰~5.4‰。其

初始 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值较低, 并且变化不大, 为 0.70434~0.70510; $\epsilon_{Nd}(t)$ 值除一个样品(PZH-28) 小于 0 外, 其余均大于 0, 为 1.1~3.2。其 Pb 同位素总体上显示出变化较窄的特点, 其 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 、 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 、 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 分别为 17.911~18.398、15.566~15.608、38.243~38.631, 明显比在同一区带上的新街岩体的 Pb 同位素变化范围窄, 后者分别为 17.895~18.935、15.563~15.639、38.345~39.037

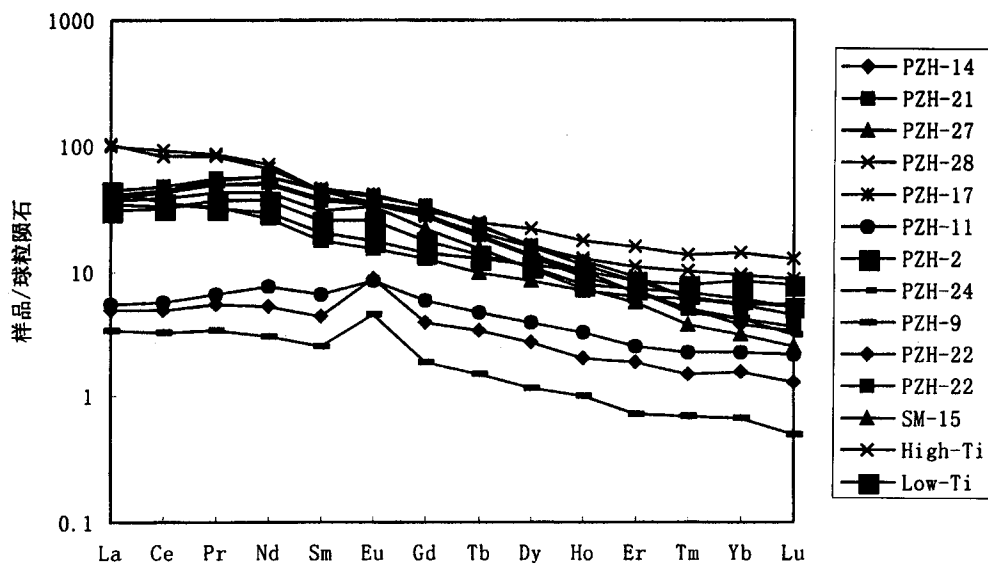


图 6 攀枝花岩体稀土元素球粒陨石标准化图解(球粒陨石据 Sun & McDonough, 1989)

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns (normalized values are from Sun & McDonough, 1989)
High-Ti, Low-Ti 和 SM-15 分别为峨眉山高钛玄武岩、低钛玄武岩和苦橄岩(据 Zhang & Wang, 2002; 张招崇等, 2004)
High-Ti, Low-Ti and SM-15 represent high-Ti basalts, low-Ti basalts and picrite from the Emeishan
Province representively (date are from Zhang & Wang, 2002 and Zhang Zhaochong et al. 2004)

表 3 攀枝花岩体 Sr、Nd、Pb、O 同位素测定结果

Table 3 Sr, Nd, Pb and O isotope analyses of the Panzhihua intrusion

样品原号	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Rb	Sr	Sm	Nd	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_t$	$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_t$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$
					$(\times 10^{-6})$										
PZH-2	18.0997	15.5956	38.4789	4.1	0.3059	64.50	13.54	45.58	0.0137	0.705148	0.1798	0.512665	0.705099	0.512364	1.10
PZH-9					0.2490	56.53			0.0127	0.704509					
PZH-9	18.1811	15.6076	38.4871	4.6	0.2382	56.54	3.665	10.82	0.0121	0.704461	0.2051	0.512814	0.704441	0.512470	3.17
PZH-11	18.3026	15.6084	38.6313	4.6	0.3975	60.99	3.529	10.20	0.0189	0.704510	0.2094	0.512815	0.704443	0.512464	3.05
PZH-14	18.1852	15.5979	38.4311	4.9	0.2146	58.60	4.126	11.85	0.0105	0.704386	0.2107	0.512820	0.704349	0.512468	3.13
PZH-14							4.258	12.29			0.2097	0.512822			
PZH-17	18.1392	15.5891	38.3535	6.8	0.2107	64.04	4.800	14.12	0.0095	0.704422	0.2058	0.512809	0.704388	0.512468	3.12
PZH-17							4.814	14.07			0.2071	0.512819			
PZH-21	18.1803	15.6045	38.2428	5.4	0.2897	67.62	5.768	17.46	0.0123	0.704410	0.2000	0.512800	0.704366	0.512465	3.06
PZH-22	18.3975	15.6044	38.5638	3.9	0.2044	78.30	6.851	20.81	0.0075	0.704412	0.1993	0.512777	0.704385	0.512443	2.64
PZH-24	18.2952	15.6001	38.4050	4.8	0.2405	73.05	6.171	18.33	0.0095	0.704402	0.2038	0.512805	0.704374	0.512464	3.04
PZH-24					0.2135	72.10			0.0086	0.704410					
PZH-27	17.9900	15.5724	38.2933	4.6	0.1818	82.80	6.860	20.25	0.0063	0.704361	0.2050	0.512790	0.704339	0.512446	2.70
PZH-28	17.9108	15.5655	38.3387	4.2	0.4533	80.83	20.85	83.69	0.0162	0.704431	0.1508	0.512451	0.704374	0.512198	-2.14

注: Sr 和 Nd 同位素在中国科学院地质与地球物理研究所分析; Pb 和 O 同位素分别在中国地质科学院地质研究所和矿产资源研究所分析; Pb 的全流程空白 < 100pg. Rb, Sr, Sm, Nd 的含量用同位素稀释法测定; 年龄校正利用 256Ma. 相同的样品号是因为进行了两次测定。

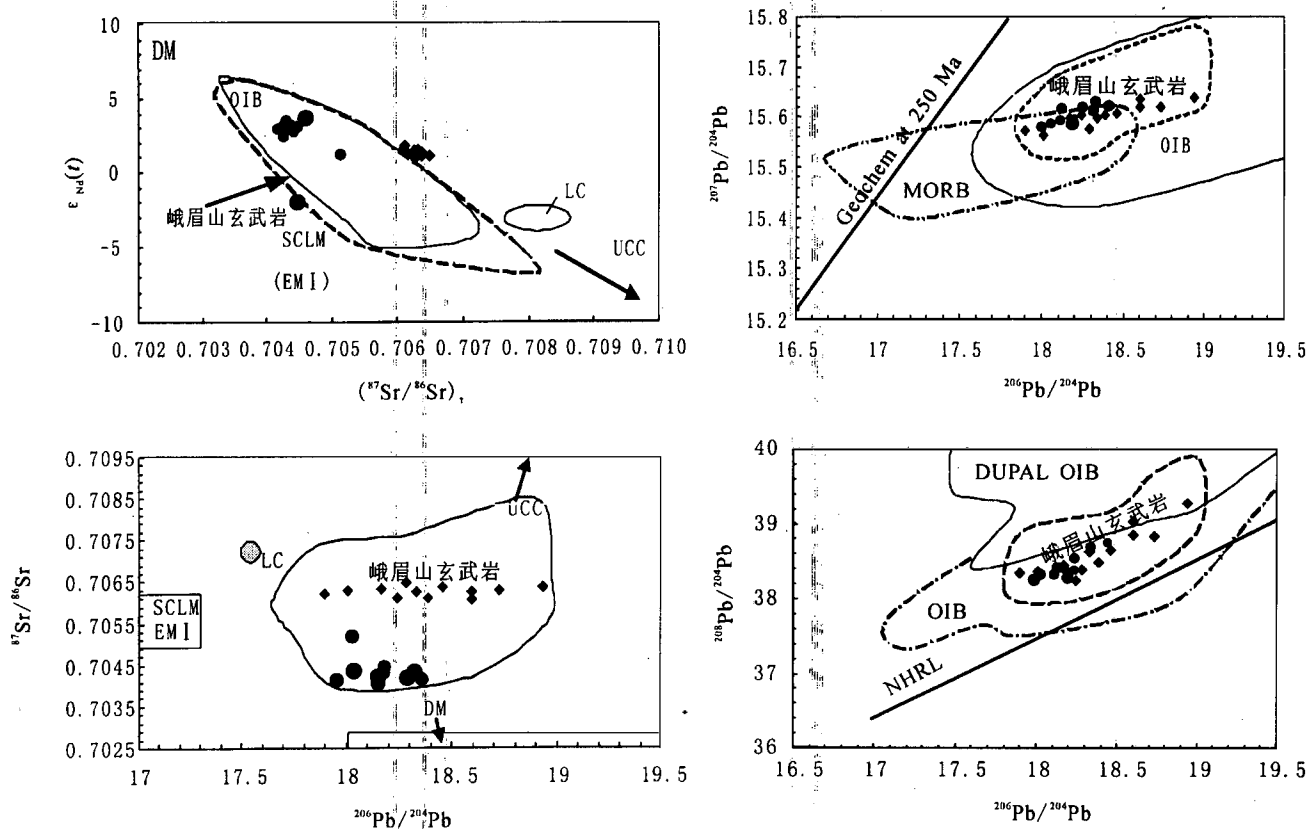


图 7 攀枝花岩体 Sr—Nd—Pb 同位素组成图解

Fig. 7 Diagram of Sr, Nd and Pb isotopic compositions of the Panzhihua intrusion

图中 OIB 为洋岛玄武岩; MORB 为大洋中脊玄武岩; SCLM 为大陆岩石圈地幔; LC 为下地幔; UCC 为大陆上地壳; EMI 为 I 型富集地幔; DM 为亏损地幔, 图中数据据张招荣等 (2005) 及其中引用的文献。NHRL 为北半球参考线
OIB—Ocean island basalts; MORB—oceanic ridge basalts; SCLM—subcontinental lithospheric mantle; LC—Lower mantle; UCC—Upper continental crust; EMI—I-type enriched mantle; DM—depleted mantle. Other data are from Zhang Zhaochong et al. (2005) and therein. NHRL represents north hemisphere reference line

(赵莉等, 2006)。在同位素多元图解(图 7)上, Pb 同位素基本上显示出正相关关系, 尽管其具有一定的变化范围, 但全部落在峨眉山玄武岩的范围之内, 并且其变化范围明显比峨眉山玄武岩要小得多, 同时也落在 OIB 范围内, 这一点与峨眉山玄武岩的特征完全一致(张招崇等, 2004)。在 Sr-Nd 同位素图解上, 落在洋岛玄武岩范围内。而在 Sr-Nd 和 Sr-Pb 同位素图解上, 均显示出没有地壳物质的混染(离地壳组分较远)。

3 讨论

3.1 源区特征及其与峨眉山玄武岩的关系

上世纪 80 年代一些学者认为峨眉山玄武岩的喷发、层状岩体的侵入均与裂谷作用密切相关, 但两者之间经历了不同的演化过程(如梅厚钧, 1973; 丛柏林, 1988)。近年来, 由于同位素测年技术的提高, 已经证明层状岩体的形成时代和峨眉山玄武岩同期, 因而认为层状岩体也与峨眉山玄武岩一样均是大火成岩省的重要组成部分, 两者在成因上有密切的联系, 均与地幔柱有关(如 Chung & Jahn, 1995; Chung et al., 1998; Song et al., 2001; Zhou et al., 2002; Zhou., 2005)。但是, 还没有从源区的角度来证明两者之间的成因联系。下面我们从源区的角度探讨攀枝花岩体和峨眉山玄武岩之间的成因联系。

攀枝花岩体的 Sr、Nd、Pb 同位素分析结果表明, 其总体变化范围较小, 在 Sr—Nd—Pb 多元同位素图解上基本上落在峨眉山玄武岩的范围内(图 7), 暗示着两者之间可能存在成因联系, 同时所有样品均落在洋岛玄武岩(OIB)范围内, 表明攀枝花岩体和峨眉山玄武岩一样均来自地幔柱, 因为目前喷发前的大幅度隆起以及高热异常地幔的存在证明峨眉山玄武岩是地幔柱作用的结果(He et al., 2003; Xu et al., 2004; Zhang et al., 2005)。另外, 攀枝花岩体的稀土元素配分曲线和峨眉山玄武岩中的高 Ti 玄武岩具有一定的相似(图 6)性, 暗示了两者之间可能存在一定的成因联系。此外, 其高的 Ti/Y 比值(>500), 也与高 Ti 玄武岩相似。

然而攀枝花岩体在微量元素原始地幔标准化图解上出现负的 Nb 异常(图 5), 并且部分样品的 La/Nb 比值

>1 , 说明其原始岩浆并不是来自于地幔柱, 而可能有岩石圈地幔或地壳物质的加入。另一方面, 其高的 Nb/U 比值(>30)和低的 $(Th/Ta)_{PM}$ 比值(<1)暗示没有地壳物质的混染, 因为被地壳物质混染的岩浆通常具有低的 Nb/U 比值和高的 $(Th/Ta)_{PM}$ 比值(下地壳值接近于 1, 而上地壳 >1 , Neal & Lasseter, 2002)。但是微量元素比值还不能完全排除地壳物质混染的可能性。一般认为区分岩石圈地幔或地壳物质最有效的方法是 O 同位素, 因为无论是岩石圈地幔还是软流圈地幔, 其 $\delta^{18}O$ 值均 $<6\%$, 而地壳的 $\delta^{18}O$ 值均 $>6\%$ (如 Kyser, 1986; Harmon et al., 1986, 1987; Matthey et al., 1994)。由表 3 可以看出, 除一个样品外, 所有样品的 $\delta^{18}O$ 值均 $<6\%$, 表明其没有受到地壳物质的混染。此外, 在多元同位素图解(图 7)上, 其投影点离地壳物质的同位素组成较远, 也排除了地壳物质混染的可能性。这样其微量元素原始地幔标准化图解出现的负 Nb 异常以及高的 La/Nb 比值应该是源区受到岩石圈地幔混染的结果。因此攀枝花岩体的源区与新街岩体的源区不同, 后者来自于地幔柱并在上升过程中受到了下地壳物质的混染(赵莉等, 2006)。这一点也与两个岩体的微量元素比值一致(图 8)。所以, 攀枝花岩体在原始岩浆形成后在上升过程以及岩浆房演化过程中没有受到地壳物质的混染, 即是在一个封闭体系下演化的产物。

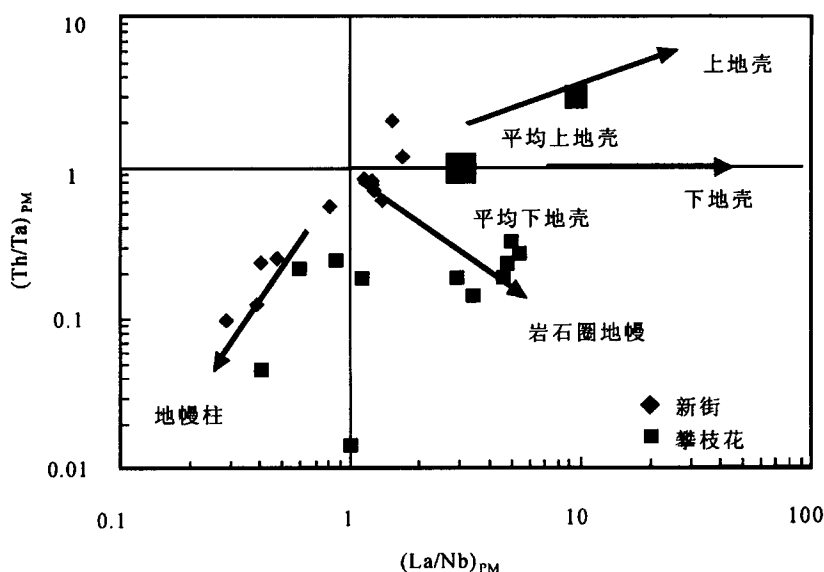


图 8 $(La/Nb)_{PM}$ — $(Th/Ta)_{PM}$ 图解(底图据 Neal et al., 2002)

Fig. 8 Diagram of $(La/Nb)_{PM}$ versus $(Th/Ta)_{PM}$ (after Neal et al., 2002)

3.2 岩浆的演化过程及其与钒钛磁铁矿床的关系探讨

如前所述,钒钛磁铁矿矿体与辉长岩有明显的接触界线,反映了磁铁矿矿体是由不混熔作用形成的,而不是由简单的分离结晶作用形成的,因为分离结晶作用形成的矿体虽然也由于磁铁矿密度较大,而在底部富集,但是应该基本上与无矿的岩石呈连续变化,即品位由高到低的连续变化(Dichesne, 1999)。攀西地区的钒钛磁铁矿矿床(包括攀枝花)是由不混熔的氧化物熔浆形成的认识已为多数学者所接受(如宋谢炎等, 1994, 1999; 胡素芳等, 2001; Zhou, 2005),但对导致不混熔作用的机制还存在不同的认识,即分离结晶、岩浆混合、氧逸度的快速变化和流体的加入等(Haughton, et al., 1974; Sharpe, 1981; Gain & Mostert, 1982; Grinenko, 1985; von Scheibler et al., 1995; Gauert, 1998; Zhou, 2005)。

前已述及,攀枝花岩体形成过程中没有发生地壳物质的混染,所以由外来物质的加入(包括流体)导致氧化物不混熔熔浆的形成机制可以排除。因此,氧化物的不混熔作用可能是由于岩浆自身演化过程中一些物理化学条件的变化导致的。由于岩石中不存在岩浆混合作用的任何信号,如矿物的不平衡现象等,因此岩浆混合作用的机制导致氧化物熔体的不混熔的可能性也不大。由图 4 可以看出, $Mg^{\#}$ 与主要氧化物之间存在一定的相关性,说明岩浆发生了分离结晶作用,其中 $Mg^{\#}$ 与 CaO 和 SiO_2 呈正相关,而与 Al_2O_3 和 FeO 呈负相关,说明没有发生斜方辉石的分离结晶作用,而发生了单斜辉石的分离结晶作用,这一点与岩石中不存在斜方辉石,而存在单斜辉石的现象一致。考虑到岩体的底部存在橄榄石,推测岩浆演化的早期发生了分离结晶作用,但岩浆演化的主期橄榄石的分离结晶作用不明显。 TiO_2 和 FeO 显示出正相关,表明 Ti 主要存在于钛铁矿中; CaO 和 Al_2O_3 则没有相关性,说明没有发生斜长石的分离结晶作用,这一点和稀土元素标准化曲线中没有 Eu 的负异常(图 6)以及微量元素原始地幔标准化曲线(图 5)存在正 Sr 异常现象一致。由于没有发生斜长石的分离结晶作用,导致斜长石在晚期富集,因而在晚期形成斜长岩。Zhou(2005)根据铁矿石中存在磷灰石的现象,认为 P 的加入是攀枝花矿床中氧化物熔体不混熔的主要原因之一;宋谢炎等(1994, 1999)从理论的角度也认为 P 的加入是氧化物熔体不混熔的主要原因。如果是这样,那么随着岩

浆的分异,其 P 的含量应该升高,或者 P 的含量与 Fe 的含量应该呈正相关。但是,由图 9 可以看出,高的 P_2O_5 含量出现在低的 FeO 含量和高的 $Mg^{\#}$ 含量区域,这表明随着岩浆的演化($Mg^{\#}$ 的降低)磷灰石也发生了分离结晶作用, P 的含量呈降低趋势,因此尽管在理论上 P 的加入可以导致氧化物熔体的不混熔作用,但不是攀枝花矿床氧化物熔体不混熔的主要原因。

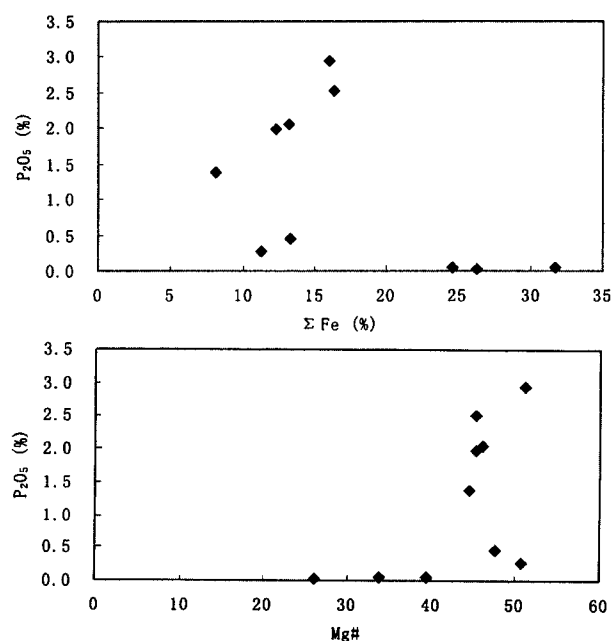


图 9 $Mg^{\#}$ 对 P_2O_5 和全 FeO 对 P_2O_5 图解

Fig. 9 Diagram of $Mg^{\#}$ versus P_2O_5 and total FeO versus P_2O_5

Fe_2O_3/FeO 比值是岩浆氧逸度高低的标志,而 $Mg^{\#}$ 则反映了岩浆演化程度。从图 10 可以看出,随着 $Mg^{\#}$ 的降低, Fe_2O_3/FeO 升高,表明随着岩浆的演化,氧逸度升高。而氧逸度的升高可导致氧化物熔

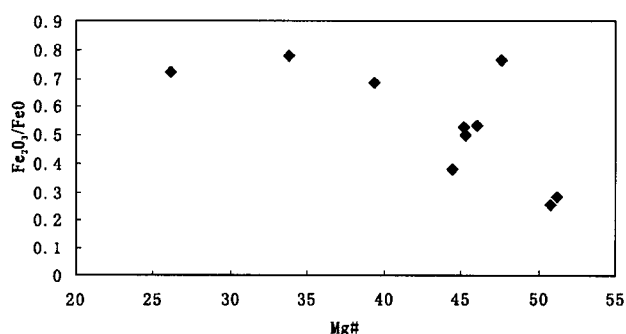


图 10 $Mg^{\#}$ 对 Fe_2O_3/FeO 关系图

Fig. 10 Diagram of $Mg^{\#}$ versus Fe_2O_3/FeO

体的不混熔作用(Haughton, et al., 1974; Gain and Mostert, 1982),因此攀枝花矿床氧化物不混熔作用的主要原因可能是由于岩浆演化过程中氧逸度升高造成的。当然,温度的降低也可能是导致氧化物不混熔的主要原因。

4 结论

(1)攀枝花岩体的原始岩浆来自于被岩石圈地幔混染的地幔柱,与峨眉山玄武岩具有相似的源区,岩浆在上升过程中以及在岩浆房中没有受到地壳物质的混染。

(2)岩浆在岩浆房中发生了单斜辉石和磷灰石的分离结晶作用,但是没有发生斜方辉石和斜长石的分离结晶作用,橄榄石的分离结晶作用发生于岩浆演化的早期阶段,而在主期并不明显。氧化物熔体的不混熔作用可能是由于岩浆演化过程中氧逸度的升高和温度的降低造成的,而不是外来物质的加入或者P的升高。

致谢:野外工作过程中得到了攀矿地测科以及106地质队的大力帮助,在此表示衷心的感谢!

参 考 文 献

- 从柏林, 1988. 攀西古裂谷的形成与演化. 北京科学出版社, 217~250.
- 胡素芳, 钟宏, 刘秉光, 等. 2001. 攀西地区红格层状岩体的地球化学特征. 地球化学, 30: 131~138.
- 梅厚均. 1973. 西南暗色岩深部分异两个系列的岩石化学特征与铁镍矿化的关系. 地球化学, (4): 219~236.
- 宋谢炎, 王玉兰, 张正阶, 等. 1997. 层状侵入体韵律层理成因的关键因素, 成都理工学院学报, 24(4): 61~64.
- 宋谢炎, 王玉兰, 张正阶, 等. 1996. 基性岩床岩浆物理特征的计算, 矿物岩石地球化学通报, 16(1), 11~14.
- 宋谢炎, 张正阶, 王玉兰, 等. 1994. 攀枝花层状侵入体微型韵律层理及岩浆演化特征, 矿物岩石, 14(4), 37~45.
- 宋谢炎, 王玉兰, 张正阶, 等. 1999. 层状侵入体韵律层理形成过程的定量模拟——以四川攀枝花层状岩体为例. 地质学报, 73(1): 37~46.
- 杨天奇. 攀枝花层状含矿岩体的新认识. 长春地质学院学报, 1988, 18(2): 125~136.
- 张招崇, 王福生, 郝艳丽, 等. 2004. 峨眉山大火成岩省中苦橄岩与其共生岩石的地球化学特征及其对源区的约束. 地质学报, 78(2): 171~180.
- 张招崇, Mahoney J J, 王福生, 等. 2006. 峨眉山大火成岩省西部苦橄岩及其共生玄武岩的地球化学: 地幔柱头部熔融的证据. 岩石学报, 22(待刊).
- 张招崇, 王福生, 郝艳丽, 等. 2005. 峨眉山大火成岩省和西伯利亚大火成岩省地球化学特征的比较及其成因启示. 岩石矿物学杂志, 24(1): 12~19.
- 赵莉, 张招崇, 王福生等. 2006. 一个开放的岩浆房系统: 攀西新街镁铁—超镁铁质层状岩体. 岩石学报, 22(待刊).
- 周秀仲. 1987. 攀枝花岩体底部“边缘带”斜方辉石的特征及其与“边缘带”的成因关系. 中国地质科学院矿床地质研究所刊, (2): 95~110.
- Bhat I, Zainuddin S M. 1981. The Panjal Trap chemistry; witness to the birth of Tethys. Geol. Mag., 118: 355~365.
- Chung S L & Jahn B. 1995. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian—Triassic boundary. Geology, 23: 889~893.
- Chung S L, Jahn B M, Wu G et al. 1998. The Emeishan flood basalt in SW China; a mantle plume initiation model and its connection with continental breakup and mass extinction at the Perian—Triassic boundary. In: Flower M F J, Chung S L, Lo C H & Lee T Y. eds. Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. AGU Geodynamics Series, 27: 47~58.
- Duchesne J C. 1999. Fe—Ti deposits in Rogaland anorthosites (South Norway); geochemical characteristics and problems of interpretation. Mineralium Deposita, 34: 181~198.
- Gam S B, Mostert A B. 1982. The Geological setting of the platinoid and base metal sulfide mineralization in the Platreef of the Bushveld Complex in Drenthe, north of Potgietersrus. Econ. Geol., 77: 1395~1404.
- Gauert C D K. 1998. The petrogenesis of the Uitkomst Complex, Mpumalanga Province, South Africa. Ph. D. theses unpubl., University of Pretoria, South Africa, 1~315.
- Grinenko L N. 1985. Sources of sulfur of the nickeliferous and barren gabbro—dolerite intrusions of the northwest Siberian platform. Int. Geol. Rev., 27: 695~708.
- Harmon R S, Kempton P D, Stosch H G, et al. 1987. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in anhydrous spinel lherzolite xenoliths from the Sdhavaryn—Tsaram volcano, Mongolia. Earth Planet. Sci. Lett., 81: 193~202.
- Haughton D R, Roeder P L, Skinner B J. 1974. Solubility of sulphur in mafic magmas. Econ. Geol., 69: 451~467.
- He B, Xu Y, Xiao L, Chung S, et al. 2003. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts. Earth Planet. Sci. Lett., 213: 391~405.
- Kamo S L, Czamanske G K, Amelin Y, et al. 2003. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks, coincident with the Permian—Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma. Earth Planet. Sci. Lett., 214: 75~91.
- Kyser T K, Carmeron W E, Nisbet E G. 1986. Boninite petrogenesis and alteration history; constraints from stable isotope compositions of boninites from Caoe Vogel, New Caledonia and Cyprus. Contrib. Mineral. Petrol., 93: 222~226.
- Lightfoot P C, Hawkesworth C J, et al. 1993. Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume; major-, trace element and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia. Contrib. Mineral. Petrol., 114: 171~188.
- Mattey D, Lowry D, Macpherson C. 1994. Oxygen isotope composition of mantle peridotite. Earth Planet. Sci. Lett., 128, 231~241.
- Naldrett A J, Lightfoot P C, Fedorenko V A, et al. 1992. Geology and geochemistry of intrusions and flood basalts of the Noril'sk Region, USSR, with implications for origin of the Ni—Cu ores. Econ. Geol., 87: 975~1004.
- Neal C R, Mahoney J J, Chazey W J. 2002. Mantle sources and the highly variable role of continental lithosphere in basalt petrogenesis

- of the Kerguelen Plateau and Broken Ridge LIP: results from ODP Leg 183. *J. Petrol.*, 43: 1177~1205.
- Saunders A D, England R W, Reichow M K, et al. 2005. A mantle plume origin for the Siberian Traps: uplift and extension in the West Siberian Basin, Russia. *Lithos*, 79: 407~424.
- Sharma M A, Basu R, Nesterenko G V. 1992. Temporal Sr-, Nd-, and Pb-isotopic variations in the Siberian flood basalts: implications for the plume-source characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 113: 365~381.
- Sharpe M R 1981. The chronology of magma influxes to the eastern compartment, Bushveld Complex, as exemplified by its marginal border groups. *Journal of Geological Society London*, 81: 373~378.
- Song X Y, Zhou M F, Hou Z Q. et al. 2001. Geochemical constraints on the mantle source of the Upper Permian Emeishan Continental Flood Basalts, Southwestern China. *International Geology Review*, 43: 213~225.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D & Norry M J, ed. *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publication, 42: 313~345.
- Von Scherblor W H T M, Cawthorn R G, Kenyon A K, et al. 1995. Nickel—Cu sulphide mineralization in the Uitkomst Intrusion. In: *Extended Abstracts of the Centennial Geocongress (1995)*. Geological Society of South Africa, Johannesburg, South Africa, 133~136.
- Xu Y, He B, Chung S L, et al. 2004. Geological, geochemical, and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishan flood-basalt province. *Geology*, 32: 917~920.
- Zhang Z, Mao J, Wang F, et al. 2005. Mantle Plume Activity and Melting conditions: Evidences from Olivines in Picritic Rocks from the Emeishan Large Igneous Province, Southwestern China. *Episodes*, 28(3): 171~176.
- Zhang Zhaochong and Wang Fusheng, 2002. Geochemistry of the two types of basalts of the Emeishan Basaltic Province: evidences for mantle plume-lithosphere interaction. *Acta Geologica Sinica*, 76(2): 138~147.
- Zhou M F, Robinson P T, Leshor C M, et al. 2005. Geochemistry, petrogenesis and metallogenesis of the Panzhihua gabbroic layered intrusion and associated Fe—Ti—V oxide deposits, Sichuan Province, SW China. *J. Petrol.*, 46: 2253~2280.
- Zhou M F, Malpas J, Song X Y. 2002. A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 196: 113~122.

Trace Element and Sr—Nd—Pb—O Isotopic Systems of the Panzhihua Layered Gabbro Intrusion: Constraints on the Mantle Source Regions and Origin of V—Ti—Fe Oxide Deposit

AI Yu¹⁾, ZHANG Zhaochong^{1,2)}, WANG Fusheng²⁾, HAO Yanli²⁾, ZHAO Li¹⁾, YANG Tiezheng¹⁾

1) *State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing, 100083*

2) *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037*

Abstract

The Panzhihua intrusion, a part of the Emeishan large igneous province, is one of typical V—Ti magnetite ore-bearing layered gabbro intrusions. The Sr, Nd and Pb isotopic data overlap the field of the Emeishan basalts and oceanic island basalts, which suggests a genetic relationship to mantle plume. The high ratio of La/Nb values (> 1) and negative Nb anomalies on the primitive mantle-normalized trace element patterns characterize the contamination of lithospheric mantle or crustal materials. However, the low $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} (\text{‰})$ values (< 6) suggest the absence of crustal contamination. Thus, the Panzhihua intrusion can be produced by a partial melting of mantle plume and lithospheric mantle, but not underwent crustal contamination. Positive correlation between $\text{Mg}^\#$ and P_2O_5 and negative correlation between P_2O_5 and FeO suggest that addition of P is not the key role for the separation of immiscible oxide melts. In contrast, negative correlation between $\text{Mg}^\#$ and $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ratios implies that the increasing of oxygen fugacity is very likely the main factor to induce immiscibility of oxide melt.

Key words: gabbro; mantle plume; lithospheric mantle; crustal contamination; immiscibility; oxygen fugacity; Panzhihua