

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

峨眉山大火成岩省“高钛玄武岩”和 “低钛玄武岩”成因探讨

郝艳丽¹⁾ 张招崇^{1,2)} 王福生¹⁾ John J. MAHONEY³⁾

1) 中国地质科学院地质研究所,北京,100037; 2) 中国地质大学,北京,100083

3) School of Ocean and Earth Science and Technology, University of Hawaii, Honolulu, HI 96822, USA

内容提要 大量的岩石化学资料分析表明,峨眉山大火成岩省玄武岩的 TiO₂ 含量是连续变化的,不存在明显的间断。野外地质特征表明高钛和低钛玄武岩既不存在空间分带,也不存在时间分带。其 Sr、Nd 和 Pb 同位素组成也没有明显的区别,推测它们可能是同源岩浆分离结晶的产物。根据 MgO 和 TiO₂ 的相关关系,可将苦橄岩和玄武岩的演化划分为 4 个趋势,并采用分离结晶模式对其进行了成因模拟,表明高钛和低钛玄武岩是同一母岩浆(苦橄—玄武岩浆)通过不同矿物相分离结晶的产物。

关键词 高钛和低钛玄武岩 分离结晶作用 演化趋势 岩石成因 峨眉山大火成岩省

Cox 等(1967)在研究南非 Karoo 大火成岩省(侏罗纪)时最先根据 TiO₂ 的含量的高低,将其中的玄武岩划分为高钛和低钛两类,并且这两种类型玄武岩在空间上存在明显的分带,即北部为高钛玄武岩,南部为低钛玄武岩。后来一些学者(Ford et al., 1980; Mantovani et al., 1985)在另外一些大火成岩省(LIP)中也鉴别出这两类玄武岩,并发现了类似的空间分布的特点,如巴西的 Parana(早白垩世)、南极的 Queen Maud Land(侏罗纪)。高钛玄武岩和低钛玄武岩在主要元素、不相容元素和同位素地球化学特征上具有明显的区别,因此许多学者认为它们具有不同的形成机制。然而,对它们的成因还存在不同的认识,早期的一些学者(如 Faure et al., 1972; Hoefs et al., 1980; Allegre et al., 1982; Wilson, 1989)普遍认为,高钛玄武岩是地幔部分熔融的产物,而低钛玄武岩则是地壳混染的结果。Carlson (1991)认为并不是所有的低钛玄武岩都是地壳混染的结果,至少部分是岩石圈地幔熔融的结果。尽管对地壳混染的形式还存在不同的认识,如是平均地壳成分的混染还是选择性混染,抑或是混染的同时还有分离结晶作用(AFC),然而由于通过其不相容元素和 Sr、Nd、Pb 同位素地球化学特征往往

难以鉴别地壳和岩石圈地幔组分(Lassiter et al., 1997; Brauns et al., 2000),所以高钛和低钛玄武岩的成因尚未有定论。Gibson 等(1995, 1996)认为,高钛玄武岩是厚的岩石圈低程度部分熔融的产物,而低钛玄武岩则是薄的岩石圈高程度部分熔融的产物。而 Wooden 等(1993)和 Arndt 等(1993)则认为两类玄武岩是深部地幔柱不同程度熔融的产物,但是它们都受到了地壳的强烈混染。此外,另有一些学者也提出了不同的见解,如 Lightfoot 等(1993)认为低钛玄武岩是包含有早期俯冲沉积物的岩石圈地幔熔融的结果,而高钛玄武岩则是地幔柱熔融的产物;Sharma (1997)对西伯利亚大火成岩省两类玄武岩在时间上的形成先后关系及其地球化学特点的研究后认为,两类玄武岩分别形成于不同地幔源区、不同程度的熔融,且经历了不同地壳物质的混染。

张招崇等(2001)通过对峨眉山大火成岩省不同地区玄武岩的 TiO₂ 资料(从柏林,1988;汪云亮等,1993)统计发现,其 TiO₂ 的含量变化比国外的一些 LIP 中的玄武岩变化范围更宽,为 1%~5%,但并不存在类似其他 LIP 那样具有空间分带的特点。Xu 等(2001)则认为峨眉山大火成岩省存在如其他 LIP 那样具有空间分带的特点,即其东区为高钛玄武岩,

注:本文为国家自然科学基金项目(编号 40273020)、国家重点基础研究发展规划项目(编号 G1999043205)和国土资源部优秀青年计划资金资助的成果。

收稿日期:2004-05-25;改回日期:2004-09-10;责任编辑:刘淑春。

作者简介:郝艳丽,女,1970年生。硕士,副研究员,主要从事火成岩研究工作。通讯地址:100037,中国地质科学院地质研究所;电话:010-68328475。

表1 峨眉山大火成岩省中玄武岩的主量元素分析结果(%)

Table 1 Major element analyses (%) of basalts from Emeishan large igneous province

地区	样号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	烧失量	总量
宾川	BZ-26	48.63	3.19	13.99	6.71	7.62	0.23	4.17	10.33	2.16	0.58	0.43	2.20	100.24
	BZ-21	47.03	3.10	14.55	7.15	7.24	0.22	4.88	10.94	2.53	0.65	0.40	1.93	100.62
	BZ-19	45.55	4.12	12.37	7.76	8.93	0.23	5.73	7.91	4.02	0.56	0.44	2.93	100.55
	BZ-15	46.50	1.66	16.34	5.18	6.45	0.21	6.24	7.91	2.70	0.91	0.49	3.0	99.90
	BZ-29	50.15	2.02	13.61	5.86	6.36	0.19	5.12	8.94	3.34	2.30	0.40	2.40	100.69
	BZ-9	48.38	2.12	13.92	5.27	6.29	0.15	7.32	12.70	2.35	0.40	0.20	1.43	100.53
	BZ-6	51.26	1.54	13.57	3.42	6.68	0.17	8.44	11.34	1.66	0.29	0.17	1.56	100.10
	BZ-1	51.21	1.31	14.01	2.84	6.38	0.13	7.66	7.43	4.06	1.40	0.19	3.01	99.63
永胜	DD-2	66.98	0.83	14.66	3.84	1.15	0.16	0.46	1.07	6.21	3.64	0.10	0.86	99.96
	DD-4	46.90	2.54	15.14	6.47	6.60	0.18	5.59	9.51	2.70	0.82	0.38	2.71	99.54
	DD-8	48.34	3.69	13.73	8.17	4.72	0.22	4.49	8.24	3.47	2.15	0.51	1.99	99.72
	DD-11	47.83	3.75	12.93	7.80	6.81	0.20	4.24	9.77	2.37	1.59	0.49	1.91	99.69
	DD-17	50.17	3.62	12.70	6.94	5.59	0.18	5.18	9.23	2.60	0.51	0.39	2.22	99.33
	DD-21	47.84	4.01	12.99	6.81	6.32	0.16	6.02	7.26	3.76	0.56	0.41	3.19	99.33
	DD-6	48.84	1.94	12.41	4.76	6.83	0.19	9.19	10.85	1.71	0.15	0.24	2.72	99.83
泸沽湖	LG-2	50.29	2.41	15.95	5.82	6.56	0.18	3.89	5.63	5.45	0.22	0.39	3.03	99.82
	LG-13	46.19	4.53	13.22	5.27	8.26	0.17	4.49	8.74	2.84	2.10	0.56	2.83	99.50
	LG-20	47.98	3.53	13.29	5.35	7.99	0.19	5.21	9.64	2.67	1.30	0.40	2.58	100.13
	LG-25	45.47	3.82	13.12	7.19	7.92	0.22	5.47	9.98	2.40	1.94	0.41	2.27	100.21
	LG-27	47.17	3.75	12.67	7.07	7.58	0.23	5.23	8.16	3.82	1.31	0.40	2.41	99.80
	TD-2	47.45	2.03	13.28	4.85	6.84	0.22	8.94	8.75	2.62	1.90	0.25	3.49	100.62

注:所有数据在中国地质大学(武汉)国土资源部壳幔体系组成、物质交换及动力学开放实验室利用 XRF 法获得。

西区为低钛玄武岩,并提出高钛玄武岩是在岩石圈较厚的地幔柱外围温度相对较低时地幔低部分熔融的产物,而低钛玄武岩是在岩石圈最薄的地幔柱轴部位置温度相对较高条件下地幔部分熔融的产物。

目前,峨眉山大火成岩省已成为研究的热点,已积累了相当多的研究资料,本文试图通过对这些资料(包括笔者等的资料)进行综合研究以及理论模拟,进一步探讨两类玄武岩的成因。

1 TiO₂ 含量的变化特点

张招崇等(2001)的研究曾发现,在峨眉山大火成岩省中,无论是东区还是西区均存在低钛和高钛玄武岩,并具时间分带的特点,即火山喷发早期为低钛型,晚期为高钛型,其 TiO₂ 含量的变化是连续的,并不存在明显的间断。但由于 TiO₂ 和 P₂O₅ 的含量呈正相关、且 P₂O₅ 含量具有明显的间断,故建议将其划分为高 P 高 Ti 型(HPT)和低 P 低 Ti 型(LPT)(Zhang et al., 2002)。然而,最近笔者等通过进一步的工作发现,峨眉山大火成岩省不仅不存在空间分带,而且也不存在时间分带,如位于西区的丽江地区,玄武岩早期高钛,中期低钛,晚期又为高钛,而同样位于西区的泸沽湖地区巨厚的玄武岩却均为高钛玄武岩。另外,尽管 TiO₂ 和 P₂O₅ 的含量总体上具有正相关关系,但是更多的数据表明 P₂O₅ 含量具有连

续变化的特点(表1,图1)[图1数据来源于表1和张招崇等(2004a)],并不像以前认为的那样存在明显的间断,由此看来,很难只用 TiO₂ 的含量划分出两种类型的玄武岩。另外,图1中的线性关系暗示了它们可能是同源岩浆分离结晶的产物。

对于基性岩浆,由于 SiO₂ 含量变化不大,所以一般用 MgO 含量或 Mg[#] 值[Mg/(Mg+Fe)]代替 SiO₂ 含量或分异指数(DI)反映岩浆的演化趋势。由图2可以看出,MgO 含量和 TiO₂ 含量显示出复杂变化关系:总体上,当 TiO₂ 含量大于 2.2%左右时,MgO 与 TiO₂ 的含量呈负相关关系;而当 TiO₂ 含量小于 2.2%时,则显示出两种趋势,一是正相关关

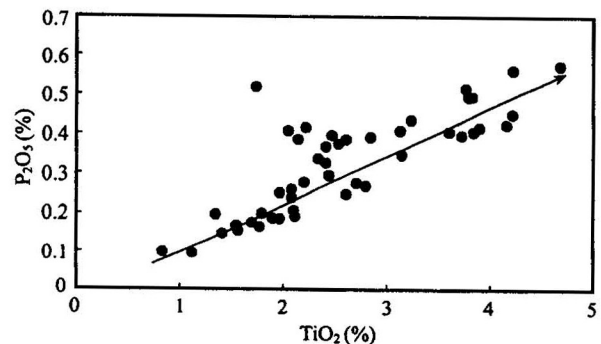


图1 玄武岩的 P₂O₅ 和 TiO₂ 变化关系图解
Fig. 1 Diagram of P₂O₅ vs TiO₂ of basalts

系,另一是负相关关系。这种相关性可能反映了岩浆的分离结晶作用。但是当 MgO 含量较低时,相关性不是很好,这可能与壳源的同化混染作用有关。

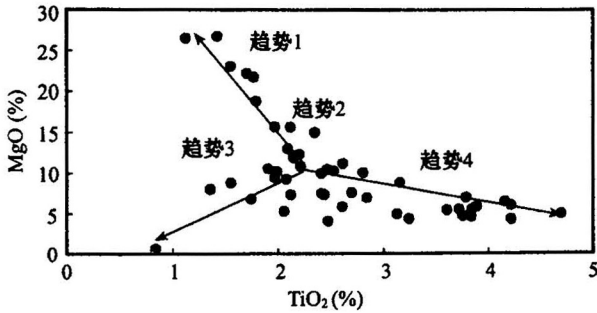


图 2 玄武岩的 TiO₂ 对 MgO 关系图解
Fig. 2 Diagram of TiO₂ vs MgO of basalts

2 成因探讨与模拟

对 TiO₂ 含量不同的玄武岩和苦橄岩的 Sr、Nd、Pb 同位素研究表明,其 Sr、Nd 和 Pb 同位素组成并没有明显的区别(图 3),只是不同地区玄武岩的同位素组成有所区别(张招崇等,2004c),亦即 Sr、Nd、Pb 同位素成分的差别与 TiO₂ 的含量无关。由图 3 可以看出,除宾川地区少数早期样品具有较高的放射性成因的 Sr、Nd、Pb 同位素外,大多数样品具有相似的同位素组成,说明它们可能是同源岩浆形成的。

为了进一步检验这些岩石是否是同源岩浆演化的产物,笔者等利用最小二乘法(Geist et al., 1985)对主要元素进行了模拟。在模拟之前,首先要对分离结晶过程和分离矿物相进行约束。由图 2 可以看出,研究区内的苦橄岩和玄武岩至少存在 4 种演化趋势。但是对苦橄岩的研究表明,有些苦橄岩代表了原始岩浆成分,其 MgO 含量约 22%,如 MgO 含量高于 22%则说明有剩余橄榄石加入,低于此值者,应为原始岩浆分离结晶的产物(张招崇等,2004b)。所以高镁苦橄岩应存在两种演化方式:一是堆晶成因;二是由原始岩浆的分离结晶所致。

苦橄岩的岩相学特征可以为分离结晶相提供重要约束。具有原始岩浆特征的苦橄岩,斑晶为橄榄石、铬尖晶石和少量单斜辉石。而具有最高镁含量的苦橄岩,其斑晶只有橄榄石和铬尖晶石,而没有单斜辉石(张招崇等,2004b),说明趋势 1(图 2)发生了橄榄石和铬尖晶石的堆积;趋势 2(图 2)可能除了橄榄石和铬尖晶石外,还有单斜辉石分离结晶;趋势 3 表现为随着 MgO 含量降低,TiO₂ 的含量也降低,TiO₂

的降低主要与磁铁矿的分离结晶有关。由于磁铁矿分离结晶作用导致了岩浆中 TiO₂ 的降低,因此残留岩浆没有或很少有磁铁矿的形成,这与岩相学的观察结果一致,即所谓的“低钛玄武岩”中磁铁矿的含量很低。由于 MgO 含量约 12%的苦橄玄武岩的斑晶为橄榄石、单斜辉石及少量斜长石,所以推测 MgO 含量的降低应与橄榄石和单斜辉石的分离结晶作用有关。因此趋势 3 应是橄榄石、单斜辉石和磁铁矿的分离结晶作用;趋势 4 表现为随着 MgO 含量的降低,TiO₂ 的含量增高,因此推测没有磁铁矿的分离结晶作用,即不发生含钛矿物的分离结晶作用,这就导致了晚期残留岩浆钛的富集作用。考虑到富集钛的玄武岩具有明显的负 Eu 异常,所以推测有斜长石的分离结晶。另外,MgO 的降低则与橄榄石和单斜辉石的分离结晶有关,同时这些贫钛矿物的分

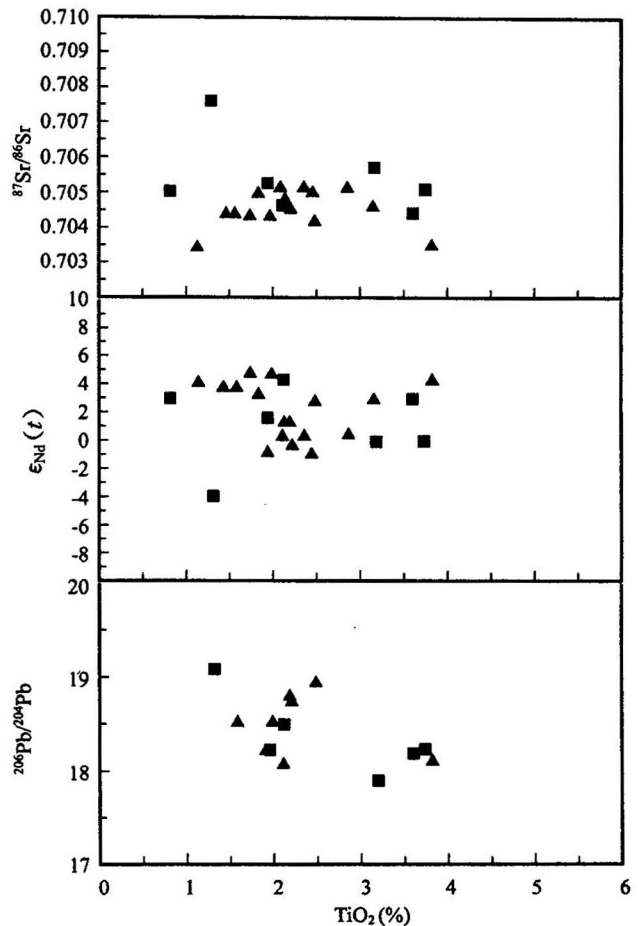


图 3 TiO₂ 与 Sr、Nd、Pb 同位素组成的关系
Fig. 3 Variations in Sr, Nd and Pb isotope with TiO₂
■—宾川、永胜; ▲—丽江; 数据来源除表 1 外,引自张招崇等(2003,2004a)
■—Binchuan, Yongsheng; ▲—Lijiang; datas from table 1 and Zhang, et al. (2003,2004a)

表2 峨眉山大火成岩省玄武岩的分离
结晶过程模拟

Table 2 Simulation of fractional crystallization of
basalts from Emeishan large igneous province

成分	测试值 (%)	计算值 (%)	残留值	测试值 (%)	计算值 (%)	残留值
SiO ₂	45.96	45.88	0.08	45.96	45.97	-0.01
TiO ₂	1.56	1.69	-0.13	1.56	1.65	-0.09
Al ₂ O ₃	8.12	8.13	-0.01	8.12	8.07	0.05
TFeO	12.64	12.61	0.03	12.64	12.65	-0.01
MnO	0.18	0.13	0.05	0.18	0.48	-0.30
MgO	22.91	22.98	-0.07	22.91	22.91	0.00
CaO	7.72	7.85	-0.13	7.72	7.71	0.01
Na ₂ O	0.52	1.15	-0.63	0.52	0.50	0.02
K ₂ O	0.22	0.63	-0.41	0.22	0.01	0.11
P ₂ O ₅	0.16	0.21	-0.05	0.16	0.12	0.04
$\sum r^2$	0.613			0.145		
分离 结晶相	Ol 29.2%, Cpx 6.9%, Cr-Sp 1.9% (SM-15 → DJ-25)			Ol 20.1%, Cr-Sp 1.2% (堆晶) (SM-15 → DJ-31)		
SiO ₂	48.88	48.84	0.04	48.88	48.82	0.06
TiO ₂	2.20	1.69	0.51	2.20	2.49	-0.29
Al ₂ O ₃	10.35	10.51	-0.16	10.35	10.39	-0.04
TFeO	11.64	11.72	-0.08	11.64	11.54	0.10
MnO	0.16	0.17	-0.01	0.16	0.14	0.02
MgO	12.20	12.21	-0.01	12.20	12.28	-0.08
CaO	11.98	12.05	-0.07	11.98	12.06	-0.08
Na ₂ O	1.49	1.21	0.28	1.49	1.94	-0.45
K ₂ O	0.82	0.21	0.60	0.82	1.13	-0.31
P ₂ O ₅	0.28	0.12	0.16	0.28	0.26	0.02
$\sum r^2$	0.7691			0.4077		
分离 结晶相	Ol 7.1%, Cpx 17.4%, Mt 2.9% (DJ-25 → BZ-6)			Ol 10.63%, Cpx 34.69%, Pl 9.73% (DJ-25 → DJ-1)		

注:分离结晶相的成分数据据张招崇等(2004b);括号内的样品采自丽江地区,计算所用的原始数据引自 Zhang 等(2002)和张招崇等(2004a)。Ol—橄榄石;Cpx—单斜辉石;Cr-Sp—铬尖晶石;Mt—磁铁矿;Pl—斜长石

离结晶作用也导致了晚期岩浆钛的富集。

另一方面,电子探针分析结果表明,橄榄石的成分存在明显的成分差异(张招崇等,2004),所以在进行岩浆过程模拟时,必须选择合适的橄榄石成分。图2中趋势1由于是早期的分离结晶相,所以模拟时选择Fo含量最高的橄榄石(Fo 91.4%);趋势2也相当于比较早期的橄榄石,因而选择Fo含量较高的橄榄石(Fo 90%);趋势3和趋势4是相对晚期的分离结晶作用,因而选择相对贫镁的橄榄石(Fo 85%)。模拟分4个步骤分别进行,即趋势1:近原始岩浆成分的苦橄岩→具有过剩橄榄石的苦橄岩;趋势2:近原始岩浆成分的苦橄岩→苦橄玄武岩;趋势3:苦橄玄武岩→“低钛”玄武岩;趋势4:苦橄玄武岩→“高钛”玄武岩。模拟结果见表2。由表2可知,所

有过程模拟结果的方差($\sum r^2$)均较低,反映了吻合程度高,同时也证明以上推测的分离结晶过程正确。但是需要指出的是,上述分离结晶过程模拟的子岩浆(如BZ-6等)基本上来自岩浆最终演化的产物,所以表2中所列的分离结晶相的百分比只是代表了从母岩浆到该子岩浆发生分离结晶作用所需要的矿物相分离结晶比例,而对于图2中的一些其他岩石并不适合。因此,如果从母岩浆演化到其他岩石(包括所有4个趋势中的岩石类型),则分离结晶相的比例会发生相应的变化。

3 结论

(1) 峨眉山大火成岩省与全球其他一些大火成岩省(如巴西的Parana和南非的Karoo等)不同的是,虽然玄武岩的TiO₂含量变化范围很宽,但并不存在明显的界线,是连续变化的,其既不存在空间分带,也不存在明显的时间分带。

(2) 区内苦橄岩和玄武岩可划分为4个演化趋势,用分离结晶模式可以较好地模拟这4个演化趋势:趋势1:近原始岩浆成分的苦橄岩→具有过剩橄榄石的苦橄岩(橄榄石和铬尖晶石的堆积);趋势2:近原始岩浆成分的苦橄岩→苦橄玄武岩(橄榄石、单斜辉石和铬尖晶石的分离结晶作用);趋势3:苦橄玄武岩→“低钛”玄武岩(橄榄石、单斜辉石和磁铁矿的分离结晶作用);趋势4:苦橄玄武岩→“高钛”玄武岩(橄榄石、单斜辉石和斜长石的分离结晶作用)。

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.
- 汪云亮,李巨初,周蓉生,等. 1993. 岩浆岩微量元素地球化学原理及其应用——兼论峨眉山玄武岩的成因. 成都:科技大学出版社.
- 张招崇,王福生,邓海琳,等. 2001. 峨眉山玄武岩研究过程中一些问题的讨论. 岩石矿物学杂志,20(3):239~246.
- 张招崇,王福生. 2003. 峨眉山玄武岩 Sr、Nd、Pb 同位素特征及其物源探讨. 地球科学,28(4):431~438.
- 张招崇,王福生,郝艳丽, Mahoney J J. 2004a. 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,王福生. 2004b. 峨眉山大陆溢流玄武岩省苦橄质岩石的高镁橄榄石和高铬尖晶石及其意义. 自然科学进展,14(1):70~74.
- 张招崇,王福生,郝艳丽, Mahoney J J. 2004c. 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,23(4):289~297.

References

- Allegre C J, Dupre B, Richard P, et al. 1982 Subcontinental versus

- suboceanic mantle, II. Nd-Sr-Pb isotopic comparison of continental tholeiites with mid-ocean ridge tholeiites, and the structure of the continental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57: 25~34.
- Arndt N T, Czamanske J L, Wooden J L, et al. 1993. Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism. *Tectonophysics*, 223: 39~52.
- Brauns C M, Hergt J M, et al. 2000. Os isotopes and the origin of the Tasmanian dolerites. *J. Petrol.*, 41: 905~918.
- Carlson R W. 1991. Physical and chemical evidence on the cause and source characteristics of flood basalt volcanism. *Australian Journal of Earth Sciences*, 38: 525~544.
- Cox K G, MacDonald R, Hornung G. 1967. Geochemical and petrographic provinces in the Karoo basalts of southern Africa. *American Mineralogist*, 52: 1451~1474.
- Faure G, Bowman J R, Elliot D H, et al. 1972. Isotope composition of strontium and silica content of Mesozoic basalt and dolerite from Antarctica. In: Adie R H J, ed. *Antarctic Geoscience*. Oslo: Oslo University, 431~438, 617~624.
- Ford A B, Kistler R W. 1980. K-Ar age, compositional and origin of Mesozoic mafic rocks related to Ferrar Group, Pensacola Mountains, Antarctica. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 23: 371~390.
- Geist D J, Baker B H, McBirney A R. 1985. GPP, a program package for creating and using geochemical data files. University of Oregon, Eugene.
- Gibson S A, Thompson R N, Leonardos O H, Dickin A P, Mitchell J G. 1995. High-Ti and low Ti mafic potassic magmas: key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 136: 149~165.
- Gibson S A, Thompson R N, Dickin A P, Leonardos O H. 1996. Erratum to High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: Key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 141: 325~341.
- Hoefs J, Faure G, Elliot D H. 1980. Correlation of $\delta^{18}\text{O}$ and initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in Kirkpatrick basalt on Mt. Falla, Transantarctic Mountains. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 75: 199~203.
- Lassiter J C, Depaolo D J. 1997. Plume/lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic flood basalts; chemical and isotope constraints. In: Mahoney J, ed. *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. Geophysical Monograph 100, American Geophysical Union, 335~355.
- Lightfoot P C, Hawkesworth C J, Hergt 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.*, 171~188.
- Mantovani M S M, Marques L S, De Sousa, et al. 1985. Trace element and strontium isotope—constraints on the origin and evolution of the Parana continental flood basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). *Journal of Petrology*, 26: 187~209.
- Sharma M. 1997. Siberian Traps. In: Mahoney J, ed. *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. Geophysical Monograph 100, American Geophysical Union, 357~380.
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London: Unwin Hyman.
- Wooden J L, Czamanske G K, Fedorenko V A, et al. 1993. Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 3677~3704.
- Xu Y, Chung S, Jahn B, et al. 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Perian-Triassic Emeishan flood basalts in southern China. *Lithos.*, 58: 145~168.
- Zhang Zhaochong, 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.
- Zhang Zhaochong, Wang Fusheng. 2003. Sr, Nd and Pb isotopic characteristics of Emeishan basalt province and discussion on their source region. *Earth Science* 28(4): 431~438 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Zhaochong, Wang Fusheng, Hao Yanli, Mahoney J J. 2004a. Geochemistry of the picrites and associated basalts from the Emeishan large igneous basalt province and constraints on their source region. *Acta Geologica Sinica*, 78 (2): 171~180 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Zhaochong, Wang Fusheng. 2004b. High-Mg olivine and high-Cr spinel in picrites from Emeishan large igneous basalt province and its geological significance. *Progress in Natural Sciences*, 14 (1): 70~74 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Zhaochong, Wang Fusheng, Hao Yanli, Mahoney J J. 2004c. A geochemical comparison between the Emeishan and Siberian large igneous basalt province and its petrogenetic implications. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 23 (4): 289~297 (in Chinese with English abstract).

Petrogenesis of High-Ti and Low-Ti Basalts from the Emeishan Large Igneous Province

HAO Yanli¹⁾, ZHANG Zhaochong^{1,2)}, WANG Fusheng¹⁾, John J. MAHONEY³⁾

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

2) *China University of Geosciences, Beijing, 100083*

3) *School of Ocean and Earth Science and Technology, University of Hawaii, Honolulu, HI 96822, USA*

Abstract

Analyses of basalts from the Emeishan large igneous province show that the TiO_2 contents of them are variable continuously. And outcrops of high-Ti and low-Ti basalts in field are unzoned spatiotemporally. The

similar Sr, Nd and Pb isotopic compositions of these two types of basalts indicate that they are comagmatic igneous rocks. The MgO versus TiO₂ diagram for picrites and basalts shows four evolution trends, whose geneses were simulated by the fractional crystallization model. The result suggests that high-Ti and low-Ti basalts are different products of the same parent magma (picritic-basaltic magma) through fractional crystallization of different minerals.

Key words: high-Ti and low-Ti basalts; fractional crystallization; evolution trend; petrogenesis; Emeishan large igneous province