

峨眉山溢流玄武岩省高钛玄武岩的 两种不同地幔源特征

严再飞¹, 黄智龙¹, 陈 觅^{1,2}, 周家喜^{1,2}, 赵 正^{1,2}, 丁 伟^{1,2}

1. 中国科学院 地球化学研究所/矿床地球化学国家重点实验室, 贵阳 550002

2. 中国科学院 研究生院, 北京 100036

摘要:为探讨和揭示峨眉山高钛玄武岩的幔源特征,以二滩高钛玄武岩为研究对象进行了主要元素、微量元素和 Sr-Nd-Pb 同位素的系统研究。研究表明:二滩高钛玄武岩可分为 A 和 B 两组玄武岩;两组岩石间的微量元素(Rb、K、Ba、Th、Nb 和 Ta)富集程度和微量元素比值(Ba/Nb、Ba/Th、Zr/Nb、Th/La、Zr/Hf)以及同位素比值($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、 $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$)均存在较为明显的差异。造成这种差异的原因不是岩浆过程(结晶分异、地壳混染、部分熔融)的不同,而是 A 组和 B 组具有不同的地幔源。A 组具有 EM II 特征,可能为富含辉石岩的交代地幔部分熔融所形成;B 组则具有 EM I 和 C 组分的混合特征,可能为交代谱系较宽的地幔物质熔融所形成。

关键词:高钛玄武岩;微量元素;同位素;地幔源;峨眉山;溢流玄武岩省

中图分类号:P581

文献标志码:A

文章编号:1671-5888(2010)06-1311-12

Two Distinct Mantle Sources for High-Ti Basalts in the Emeishan Overfall Basalt Province

YAN Zai-fei¹, HUANG Zhi-long¹, CHEN Mi^{1,2}, ZHOU Jia-xi^{1,2}, ZHAO Zheng^{1,2}, DING Wei^{1,2}

1. Institute of Geochemistry/State Key Laboratory of Ore Deposits Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China

2. Graduate School, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100036, China

Abstract: In order to probe and reveal the characteristics of mantle sources for high-Ti basalts in the Emeishan overfall basalt province, major elements, trace elements and Sr-Nd-Pb isotopes of the Ertan high-Ti basalts are systemic studied. It's indicated that they can be divided into group A and group B types. Two types of basalts shows such distinct geochemical characteristics as different concentrations of the trace elements(Rb, K, Ba, Th, Nb, Ta) and trace-element ratios(Ba/Nb, Ba/Th, Zr/Nb, Th/La, Zr/Hf) as well as different $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ ratios. The difference between group A and group B is resulted from distinct mantle sources instead of magma evolution processes (fractional crystallization, crustal contamination, assimilation-fractional crystallization, and partial melting). Group A, with the feature of EM II, is probably generated by partial melting of metasomatic mantle enriched pyroxenite. Group B, with the mixed features of EM I and "C" component, is probably derived from partial melting of mantle-derived materials with wide metasomatic spectrum.

Key words: high-Ti basalt; trace elements; isotopes; mantle sources; Emeishan; flood basalts province

收稿日期:2009-12-04

基金项目:贵州省科学技术基金项目(黔科合J字[2008]2223号)

作者简介:严再飞(1978—),男,贵州安顺人,助理研究员,主要从事岩石学和矿床学方面的研究, E-mail: zaifeiyan78@hotmail.com。

0 引言

形成于大洋和大陆板内的岩浆其地幔源区均含有富集组分^[1-2];然而,这些富集地幔组分的起源及其熔融机制仍然存在较多争论。一种假设认为,这种富集组分离源自循环的俯冲大洋壳^[3],这些俯冲物质在地幔深处发生熔融,所形成的熔融体在上升过程中与地幔橄榄岩发生反应并形成辉石岩,而此类辉石岩被视为板内玄武岩的主要地幔源^[4-5]。另一种观点则认为,这些富集组分与交代的大陆或大洋岩石圈有关^[6-9]。此外,Willbod 和 Stracke^[10]认为除了大洋壳的俯冲,还存在上大陆壳和下大陆壳的俯冲。Jackson 等^[11]研究进一步证实了地幔中的确存在俯冲的上大陆壳物质。

峨眉山溢流玄武岩为大陆板内玄武岩,自峨眉山玄武岩的地幔柱成因被提出以来^[12],已取得了大量的研究成果^[13-18]。Xu 等^[13]将峨眉山玄武岩划分为高钛玄武岩(HT)和低钛玄武岩(LT),并认为低钛玄武岩为地幔柱轴部熔融所形成,而高钛玄武岩为地幔柱边缘的部分熔融所形成。Xiao 等^[16]则认为低钛玄武岩的源区主要为大陆下岩石圈地幔,而高钛玄武岩形成于峨眉山地幔柱头的低度熔融。然而,张招崇和王福生^[15]认为峨眉山玄武岩源区可由EMI、EMII 和 DMM 不同程度的混合来解释。可见,对于峨眉山溢流玄武岩的成因仍存在较多争论。虽然笔者已对二滩玄武岩的地球化学和源区特征进行过探讨^[18-19],但不够系统和全面,缺少精细的刻画。本文对位于峨眉山溢流玄武岩省中部的二滩玄武岩 Sr-Nd-Pb 同位素和主量元素、微量元素(高场强元素, HFSE)数据进行了系统分析研究。其同位素和微量元素(高场强元素)比值均出现了较大范围的变化,并以此来探讨峨眉山高钛玄武岩地幔组分的多样性及其起源。

1 样品采集和分析方法

样品采集地为二滩地区,地处峨眉山溢流玄武岩省中部。采集的岩石样品相对较为新鲜,但部分地段风化比较严重,出现球状风化。在本文里,所采用的样品中绝大多数样品的烧失量均小于 2.5%,力求避免风化、蚀变所带来的影响。

采用如下方法对 Rb-Sr, Sm-Nd 同位素进行了分析测试。大约 100 mg 全岩粉末样品,加入适量的⁸⁷Rb-⁸⁴Sr 和¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd 混合稀释剂与纯化

的 HF-HClO₄ 酸混合试剂后,在高温下完全溶解。Rb-Sr 和 REE 的分离与纯化是在 2 mL AG 50W-X12 交换树脂(200~400 目)的石英交换柱进行的,而 Sm 和 Nd 的分离与纯化是在石英交换柱用 1 mL Teflon 粉末为交换介质完成的。Sr 同位素比值测定采用 Ta 金属带和 Ta-Hf 发射剂,而 Rb、Sm 和 Nd 同位素比值测定采用双 Re 金属带形式。分别采用¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.721 9 和⁸⁶Sr/⁸⁸Sr=0.119 4 校正测得的 Nd 和 Sr 同位素比值。铷-锶和钐-钕的全流程本底分别为 100 pg 和 50 pg 左右。化学流程和同位素比值测试可参见文献^[20-21]。化学分离和同位素比值测量在中国科学院地质与地球物理研究所固体同位素地球化学实验室完成,测量仪器为德国 Finnigan 公司 MAT-262 热电离子质谱计。主、微量元素分析见文献^[19], Pb 同位素分析见文献^[18]。

2 结果

在本次研究中,根据样品间微量元素比值和同位素比值等明显差异,将岩石样品分为 A 和 B 两组。

2.1 主量元素

本文中所采用的主量元素均具有玄武质熔岩特征(表 1),数据来自文献^[18-19]。A 组样品的 SiO₂ 质量分数变化范围相对集中,绝大部分为 45%~52%;B 组样品的 SiO₂ 质量分数变化相对较大,为 42%~54%。A 和 B 组的 MgO 质量分数变化范围相似,大部分样品为 5%~10%,少数几件样品小于 5%。此外, A 组中样品 ERT-18 的 MgO 质量分数高达 19.68%, B 组中样品 ERT-7 的 MgO 质量分数高达 17.93%,为苦橄质玄武岩。在硅-碱图中,多数样品表现为亚碱性系列,少数样品则表现为碱性系列(图 1)。

A 组的 CaO 质量分数变化范围相对较宽,为 4.75%~14.18%;而 B 组的 CaO 质量分数为 5.76%~12.0%(图 2a)。两组样品中 TiO₂ 和 FeO* 质量分数变化范围均相似,且 TiO₂ 质量分数均大于 2.5%,具有高钛玄武岩特征^[25]。A 组中 TiO₂ 与 MgO 之间具有明显的负相关性(图 2b),而 B 组的相关性较差。两组样品间 Al₂O₃ 含量差异较为明显, A 组普遍低于 B 组,且与 MgO 之间均具有负相关性(图 2c);两组样品中 FeO* 与 MgO 之间均不见明显相关关系(图 2d)。A 和 B 组中 Na₂O、

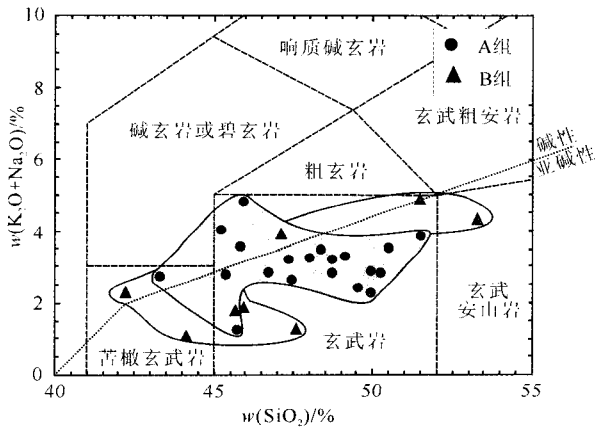


图 1 二滩高钛玄武岩 $SiO_2 - (K_2O + Na_2O)$ 图解(碱性和亚碱性区域划分据文献[23], TAS 的分类据文献[24])

Fig. 1 SiO_2 (wt%) vs $(K_2O + Na_2O)$ % relationships for group A and B 组 lavas of the Ertan area (The boundary between the alkaline and subalkaline fields is from Miyashiro [23]. The fields for the TAS classification scheme of Le Maitre et al. [24])

K_2O 和 P_2O_5 与 MgO 之间均显示出不同程度的负相关性(图 2e,f,g)。两组样品中 Na_2O 含量的变化范围相似(图 2e), P_2O_5 也具有相似的特征(图 2g); 而 A 组的 K_2O 含量则明显高于 B 组。从烧失量(LOI)来看, 两组样品的蚀变程度相当(图 2h)。两组样品中 K 和 Nb 之间均显示出良好的正相关性(未显示), 说明样品受风化和蚀变作用的影响不明显。

2.2 微量元素

微量元素数据见表 1, 数据来自严再飞等[18-19]。A 和 B 组中 Ni 和 Cr 与 $Mg^\#$ 之间均显示正相关性(图 3a,b), 二者的 Ni 含量变化范围也相当; 但 A 组的 Cr 含量明显高于 B 组, 且正相关性也更显著(图 3b)。此外, 极少数样品有较高的 Ni、Cr 含量, 如 A 组中 ERT-18 的 Ni 质量分数为 1.268×10^{-6} , Cr 质量分数为 2.607×10^{-6} ; B 组中 ERT-7、ERT-8 的 Ni 质量分数分别为 1.412×10^{-6} 、 1.443×10^{-6} , Cr 质量分数分别为 2.783×10^{-6} 、 2.764×10^{-6} 。这可能与样品中含橄榄石和尖晶石有关, 但样品 ERT-8 的 MgO 质量分数仅为 5.43%。不相容微量元素 Ba 和 Rb 在两组样品中也表现出了不同的

特征, A 组中 Ba、Rb 含量普遍高于 B 组, 且其含量的变化范围也更大(图 3c,d)。两组玄武岩中的 Sr 含量均较低, 但 A 组有更大的 Sr 含量变化范围(图 3e)。高场强元素 Zr、Nb 则表现出明显的特征差异。B 组的 Zr 含量普遍高于 A 组, 且 B 组的 Zr 含量经历了低—高—低的转变(图 3f); 相反, A 组的 Nb 含量则普遍高于 B 组, 且 A 组的 Nb 含量与 $Mg^\#$ 之间呈负相关, 而 B 组不具有这种相关性(图 3g)。Ce 在两组样品中则显示出了不同的相关性, A 组中 Ce 与 $Mg^\#$ 呈一定的正相关关系, 而 B 组中 Ce 与 $Mg^\#$ 具有明显负相关性(图 3h)。值得注意的是, 两组样品的 Zr/Hf 比值出现了明显分异, A 组的 Zr/Hf 比值较低(6.90~23.41), B 组的 Zr/Hf 比值较高(31.26~38.07); 而 Nb/Ta 比值的变化范围不大。这可能与岩浆的结晶分异、部分熔融或(和)地幔源物质的不均一性有关。

2.3 Sr - Nd - Pb 同位素

在 A 组和 B 组中分别挑选了 4 个和 2 个样品进行同位素分析, 分析结果见表 1, 其中 A 组的 Pb 同位素比值数据来自严再飞等[18]。分析结果表明: 两组样品的 Sr 同位素比值 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 均具有富集特征, 但 A 组的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值要明显高于 B 组, 其比值分别为 0.706 973~0.707 474 和 0.704 659~0.704 833。与 Sr 同位素比值不同的是, A 组和 B 组的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值的变化范围非常相似, 分别为 0.512 370~0.512 672 和 0.512 359~0.512 701。二者的 Sr - Nd 同位素比值之间均不存在明显相关性, 但 A 组具 EM II 特征, B 组具 EM I 特征(未显示)。两组样品的 Pb 同位素比值也具有富集地幔特征, 其比值的变化范围见表 1。

3 讨论

为了解释二滩高钛玄武岩(A 组和 B 组)中的主量元素、微量元素比值和同位素比值的差异, 将从岩浆过程、地幔源组分的地球化学特征和岩浆的形成与时空演化三方面进行探讨。

3.1 岩浆过程

3.1.1 结晶分异作用

A 组和 B 组玄武岩中的主、微量元素均反映了不同的地球化学趋势(图 2, 图 3)。如 Al_2O_3 、 TiO_2 和 Na_2O 伴随 MgO 的降低而增加, 这与橄榄石分异作用的影响一致; Ni 和 Cr 含量随 $Mg^\#$ 值的降低而降低, 这也与母岩浆中橄榄石和单斜辉石分

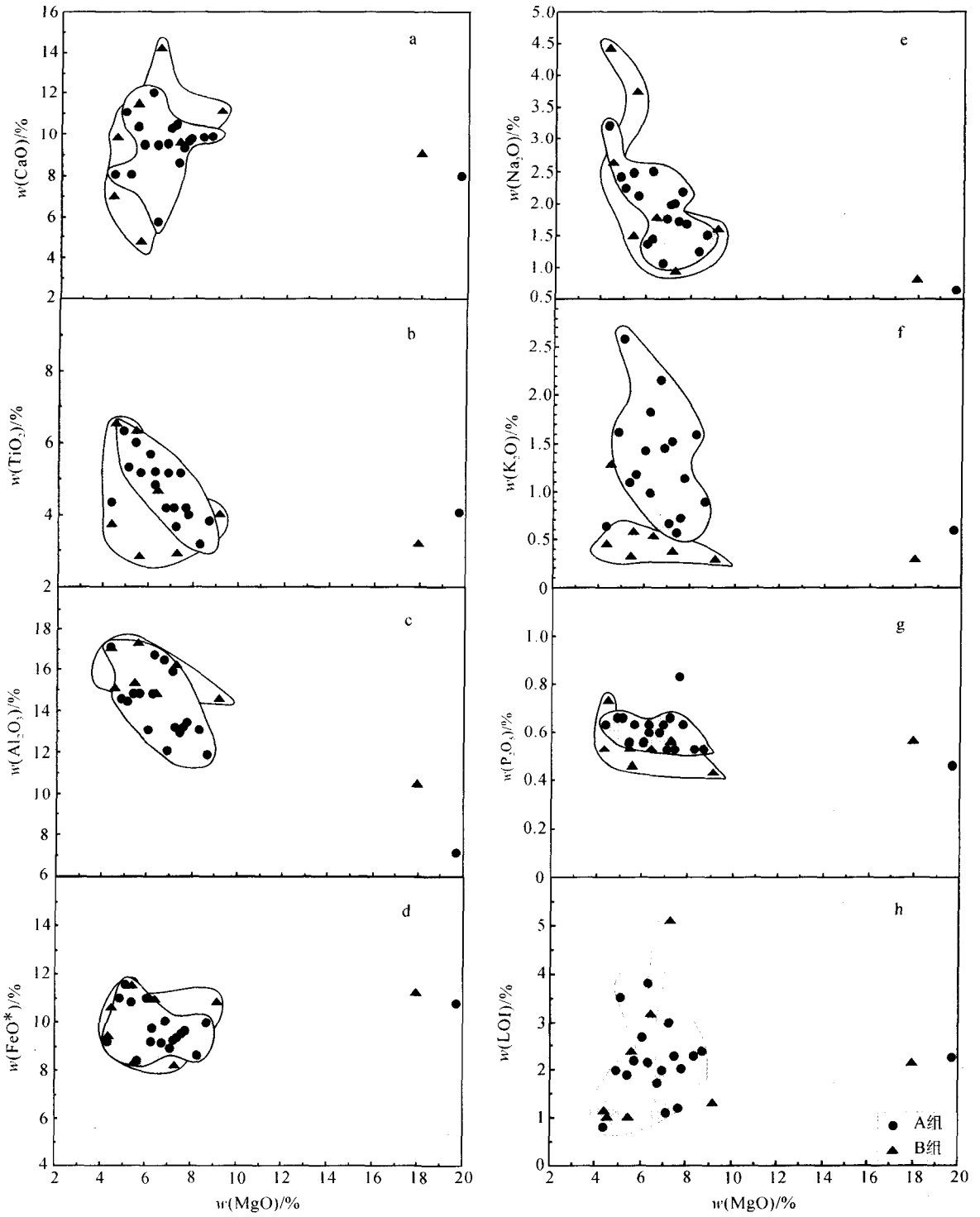


图 2 MgO 与主要元素氧化物含量和烧失量(LOI)的变化图解

Fig. 2 MgO - major element oxide and LOI variation diagrams of group A and group B lavas

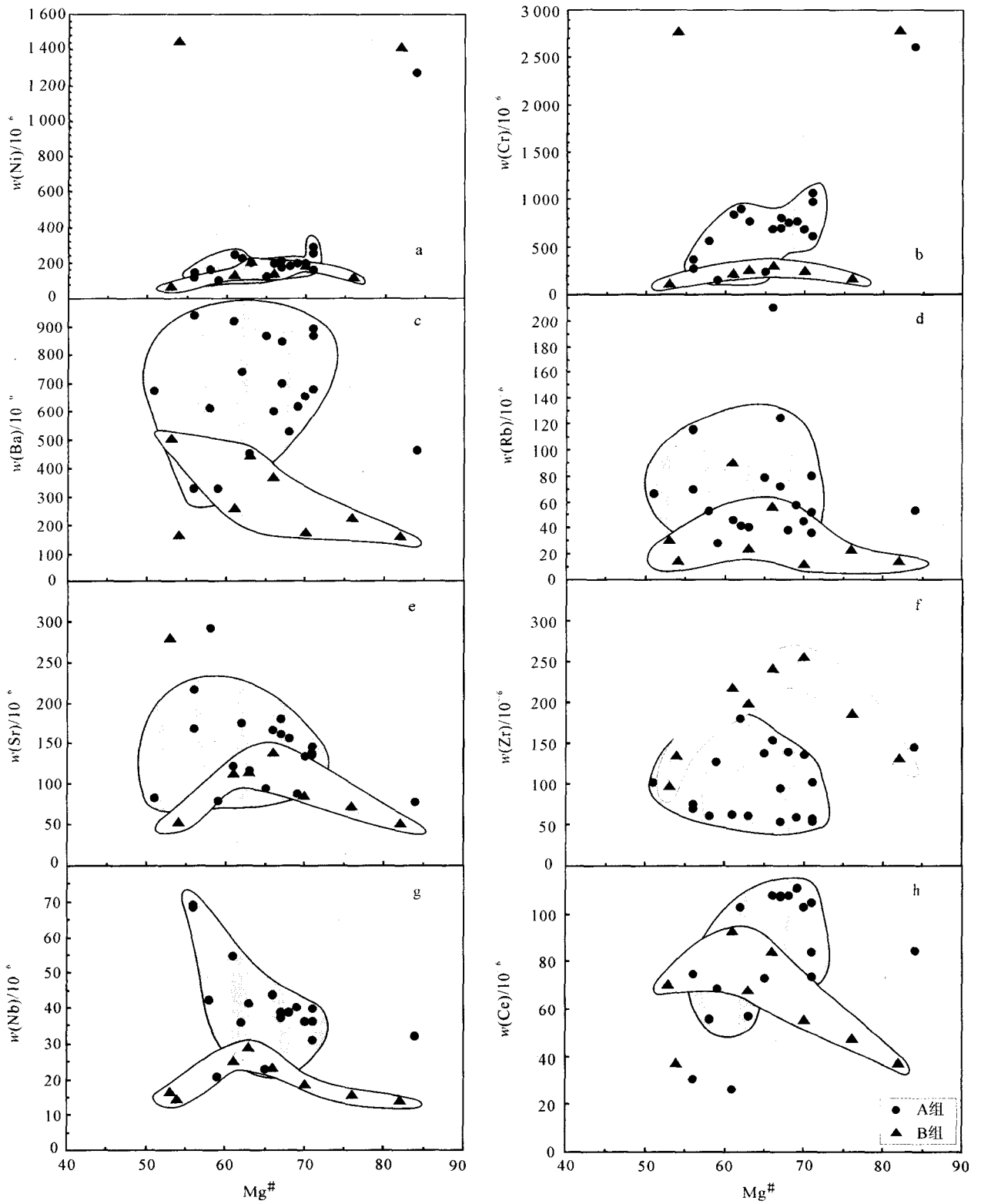


图 3 Mg# 与微量元素变化图解

Fig. 3 Mg - number vs trace element variations for the Ertan basalts

$Mg^{\#} = 100 \times Mg / (Mg + Fe^{2+})$

表1 二滩玄武岩 Sr、Nd、Pb 同位素组成
Table 1 Compositions of Sr, Nd and Pb isotopes for the Ertan basalts

编号	A组				B组	
	ERT-3	ERT-18	ERT-22	ERT-28	ERT-7	ERT-9
岩石类型	玄武岩	苦橄玄武岩	玄武岩	玄武岩	苦橄玄武岩	玄武岩
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.180 5	0.328 8	0.105 3	0.282 4	0.137 6	0.085 6
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.706 973	0.707 249	0.707 134	0.707 474	0.704 833	0.704 659
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.141 5	0.119 6	0.119 3	0.118 2	0.108 2	0.145 4
$^{143}\text{Nd}/^{141}\text{Nd}$	0.512 672	0.512 378	0.512 370	0.512 377	0.512 359	0.512 701
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	0.706 308	0.706 308	0.706 746	0.706 433	0.704 326	0.704 344
$(^{143}\text{Nd}/^{141}\text{Nd})_i$	0.512 432	0.512 175	0.512 168	0.512 177	0.512 176	0.512 455
ϵ_{Nd}	2.49	-2.52	-2.67	-2.50	-2.52	2.93
$^{206}\text{Pb}/^{201}\text{Pb}$	18.310 4	18.410 4	18.358 4	18.381 5	18.532 7	18.300 1
$^{207}\text{Pb}/^{201}\text{Pb}$	15.547 2	15.545 7	15.558 0	15.551 6	15.570 4	15.535 8
$^{208}\text{Pb}/^{201}\text{Pb}$	38.945 7	38.842 3	38.818 9	38.823 9	38.789 7	38.409 5
$(^{206}\text{Pb}/^{201}\text{Pb})_i$	18.169	18.214	18.280	18.319	18.441	18.262
$(^{207}\text{Pb}/^{201}\text{Pb})_i$	15.540	15.536	15.554	15.548	15.566	15.534
$(^{208}\text{Pb}/^{201}\text{Pb})_i$	38.632	38.386	38.526	35.673	38.624	38.319
$^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	1.052	1.029	1.032	1.030	1.009	0.993

注:A组的Pb同位素数据来自严再飞等^[21];计算 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 、 $(^{206}\text{Pb}/^{201}\text{Pb})_i$ 、 $(^{207}\text{Pb}/^{201}\text{Pb})_i$ 和 $(^{208}\text{Pb}/^{201}\text{Pb})_i$ 的时间 $t=259\text{ Ma}$;角标*i*表示初始值; $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*=(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}\text{测量值}-29.476)/(^{206}\text{Pb}/^{201}\text{Pb}\text{测量值}-9.307)$ ^[22]。

异作用所产生的影响一致。虽然A组的Sr含量普遍高于B组,但两组样品均有明显的Sr负异常(图4a, b),而Eu无异常(Sr和Eu在斜长石中都是强相容的)。Xu等^[13]认为:斜长石的结晶分异作用导致了峨眉山玄武岩的负Sr异常;而Eu无异常则与氧逸度有关,氧逸度导致岩浆中形成了高比值的 $\text{Eu}^{3+}/\text{Eu}^{2+}$ 。近来对丽江苦橄质玄武岩的研究则认为,这种Sr负异常而Eu无异常的现象主要为蚀变作用所导致^[17]。然而,A组和B组样品中的Sr和Eu与不活泼元素(如Nb)间具有良好的相关性(未显示),因此蚀变对Sr和Eu的影响并不明显。此外,A组出现明显的Zr负异常(图4a),而B组无Zr异常(图4b),A组和B组之间出现了明显的Zr/Hf比值分异。大量研究表明,熔体中单斜辉石和角闪石的结晶分异作用能使其Zr/Hf比值发生分异^[25, 27-30];但单独的单斜辉石和角闪石分异并不能明显改变Zr/Hf的比值^[25, 29-30]。因此,部分熔融、源区不均一性、混合或混染作用等都是必须考虑的因素。结晶分异作用并不能解释二滩高钛玄武岩A组和B组之间明显的Zr/Hf比值差异。

3.1.2 地壳混染作用

A组和B组均无Nb、Ta负异常,说明二滩高钛玄武岩受地壳的混染作用不明显,这与较早前峨眉山高钛玄武岩的研究结果一致^[16]。A组和B组的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 与 SiO_2 、Rb和K之间缺少相关性,这也排除了地壳混染和AFC的可能。此外,两组样品间的Ba/Nb、Ba/Th、Zr/Nb和Th/La比值也显示了差异性,但与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 均不具有明显的相关性(图5),说明A组和B组不受地壳物质的混染。这与Xu等^[13]的结果不完全一致,Xu等^[13]认为部分峨眉山高钛玄武岩(HT1)经历了AFC作用。

3.1.3 部分熔融条件

由于A组和B组的微量元素具有富集地幔特征(图4a, b),与OIB相似,因此A组和B组的熔体形成深度应该都处于石榴石稳定区^[10]。两组熔岩样品的轻稀土(LREE)相对重稀土(HREE)均明显富集(图6a, b),这也说明熔体中的石榴石主要以残留相存在。

Yb/Sm和Tb/Yb对熔融程度有很好的指示意义。 $(\text{Yb}/\text{Sm})_p-(\text{Tb}/\text{Yb})_p$ 相关图解表明,A组和B组的熔融程度有所区别(图7)。A组的熔融程度

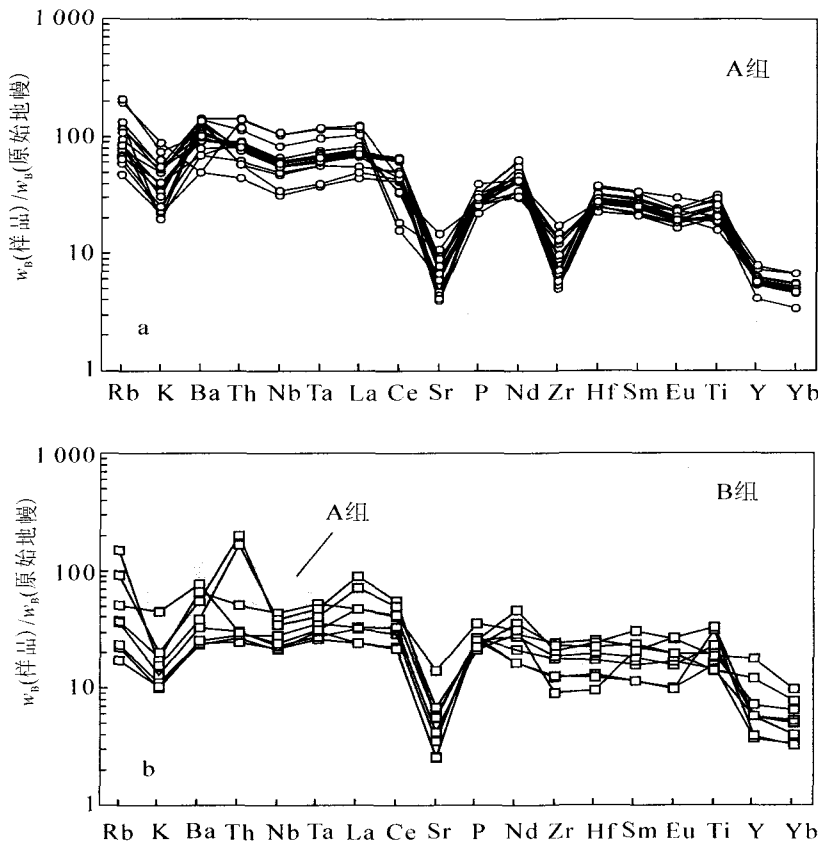


图 4 二滩玄武岩不相容微量元素配分图 (原始地幔值据 McDonough and Sun^[26])

Fig. 4 Primitive mantle-normalized incompatible trace element diagrams of the Ertan basalts (Primitive mantle normalization factors are from McDonough and Sun^[26])

为 1%~5%, 来自石榴石区的熔体占 60%~87%, 大多数样品为 80%~87%; B 组的熔融程度为 3%~7%, 来自石榴石区的熔体占 50%~87%, 大多数样品为 50%~70%。这说明形成 A 组的熔体熔融深度比形成 B 组的熔体熔融深度普遍要深, 暗示部分熔融可能是导致两组岩石微量元素比值发生分异的原因之一。需要强调的是, 这些数据并非真正反映了真实的熔融状态, 因为这些数值可能随着不同的熔融模型而发生改变, 但在石榴子石稳定区发生熔融是肯定的。

从以上论述可知, A 组和 B 组之间熔融条件的差异并不显著。因此, 两组样品间微量元素比值和同位素比值的明显差异并非部分熔融所导致, 可能与地幔源的不同(不均一性)有关。

3.2 地幔源特征

不相容微量元素 Rb、K、Ba、Th、Nb、Ta 在 A 组和 B 组中的含量是不同的。B 组中除了 ERT-19 和 ERT-26 的 Rb、Th 含量明显较高外, 其它的元素含量普遍低于 A 组(图 6a, b)。上述讨论已说明, 结晶分异作用和部分熔融不可能是导致 A 组和 B 组之间 Rb、K、Ba、Th、Nb、Ta 差异的

主要原因。这种差异可能暗示了 A 组和 B 组是由不同地幔源物质熔融所形成的或是 A 组的地幔源物质经历了更为富集的交代作用。两组样品间微量元素比值 Ba/Nb、Ba/Th、Zr/Nb、Th/La 的明显差异(图 5), 进一步印证了 A 组和 B 组是由不同物质幔源熔融所形成的可能性^[31]。此外, 两组样品的 LREE/HREE 比值均明显高于原始地幔比值, 这也要求每个组的地幔源必须是富集的^[32]。

由于部分熔融和结晶分异作用均不会影响 Sr、Nd 和 Pb 同位素比值^[31], 因此这些比值往往反映其物源的特征。二滩高钛玄武岩 A 组和 B 组具有不同的同位素比值特征, 尤其是 Sr 同位素比值的差异显著(图 5)。A 组的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值(0.706 9~0.707 4)具 EM II 特征, B 组的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值(0.704 6~0.704 8)具 EM-I 特征。在²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 与⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 的图解中(图 8), B 组位于 EM I 与共同组分“C”(common component)之间, C 组分是亏损的, 被认为是所有地幔端元的共同起源^[34], 来源于深部地幔。这说明 B 组的地幔源具 EM I 和 C 组分的特征, 可能是深部地幔柱上升至石榴石稳定区时发生部分熔融, 地幔柱的部分熔融体和 EM I 混合

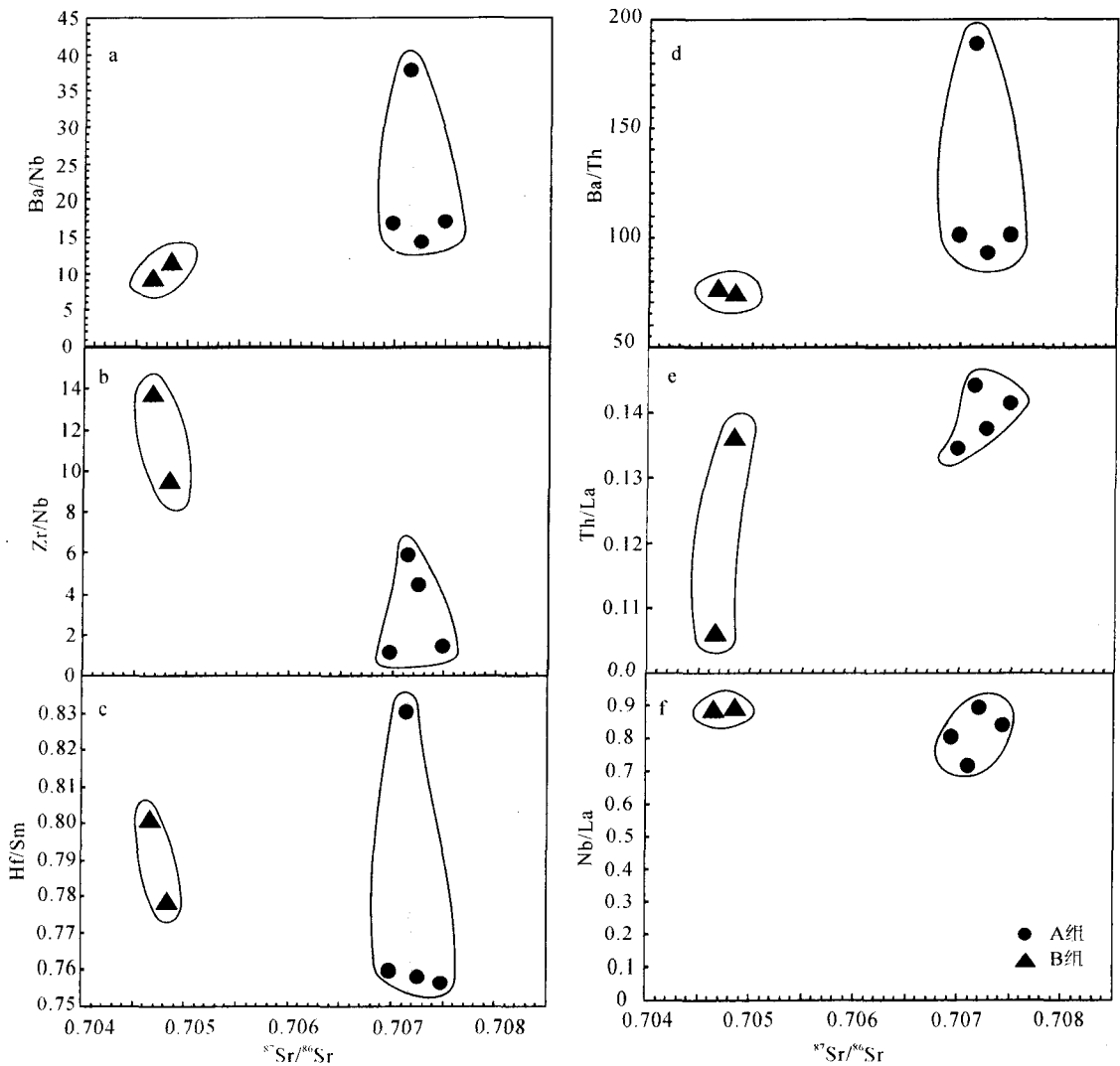


图 5 二滩玄武岩⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 与微量元素比值相关图解

Fig. 5 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr vs trace element ratios variations for selected group A and group B lavas

形成了B组。A组则表现出典型的EM-2特征,说明A组由类似于EM II的地幔源部分熔融所形成。此外,两组在²⁰⁸Pb* / ²⁰⁶Pb* 与 ε_{Na}(t)的图解(图9)中也有明显差异,A组和B组展现出了不同的地球化学趋势;A组的²⁰⁸Pb* / ²⁰⁶Pb* 比值具EM II特征,B组的²⁰⁸Pb* / ²⁰⁶Pb* 比值具EM I特征^[35]。这进一步说明A组和B组的地幔源是不同的,存在明显差异。需要说明的是,本次划分的A组包含了严再飞等^[18]划分的高钛-I和高钛-II,其地幔源应该是相同的。

3.3 岩浆的形成及时空演化

幔源岩浆成分的不均一性被认为是由俯冲的大洋壳循环至深部地幔所造成的^[3,35],即俯冲大洋壳

在地幔深处熔融形成 HIMU,俯冲洋壳加海洋沉积物形成 EM I,俯冲洋壳加陆源沉积物形成 EM II,这种观点至今仍被广泛接受。然而,有学者认为俯冲洋壳的熔融并不能直接形成 HIMU OIB 的不相容元素富集的特征^[7]。Workman 等^[33]也成功地用交代的岩石圈折返熔融来解释富集地幔 EM II 的形成。近来的实验岩石学^[36]和矿物化学^[4-5]认为,辉石岩或榴辉岩是 OIB 地幔源的重要组成部分。辉石岩可由俯冲洋壳(可代表榴辉岩)的熔融体与地幔橄榄岩的反应所形成,这些辉石岩和橄榄岩的熔融则形成了不同特征的洋岛玄武岩和大陆溢流玄武岩^[4-5]。Pilet 等^[9]的实验也表明,网脉状的交代岩石圈的熔融也能形成大洋和大陆碱性岩浆。

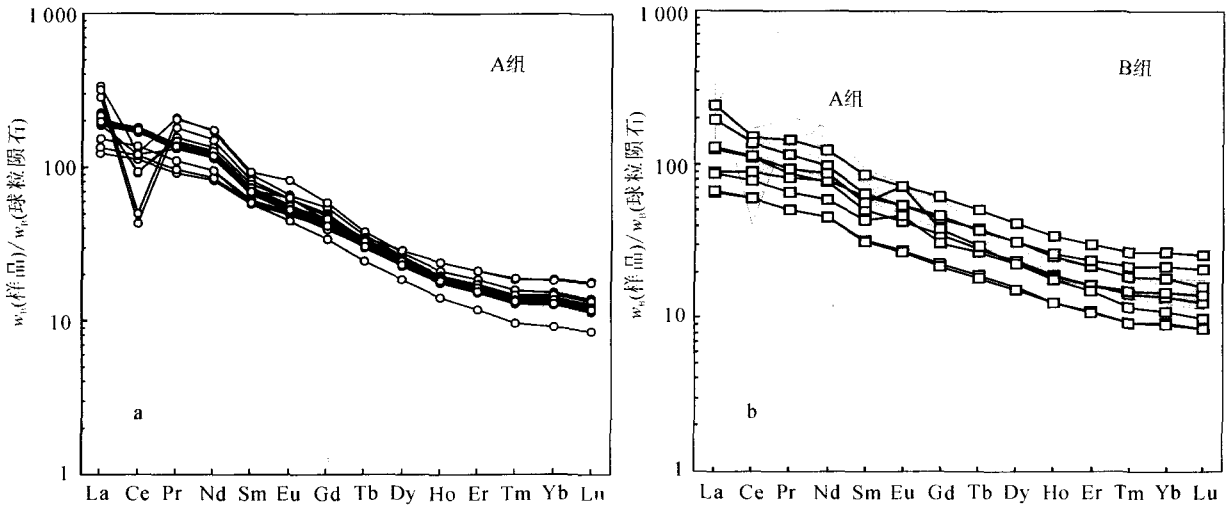


图 6 二滩玄武岩稀土配分图(球粒陨石值据 McDonough and Sun^[26])

Fig. 6 Chondrite-normalized REE diagrams for the Ertan basalts(Chondrite normalization factors are from McDonough and Sun^[26])

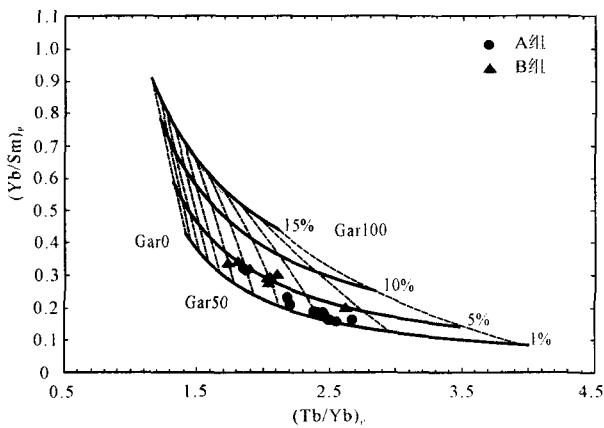


图 7 $(Tb/Yb)_p - (Yb/Sm)_p$ 图解(底图据文献[17])

Fig. 7 Plots of $(Tb/Yb)_p$ vs $(Yb/Sm)_p$ for the Ertan basalts

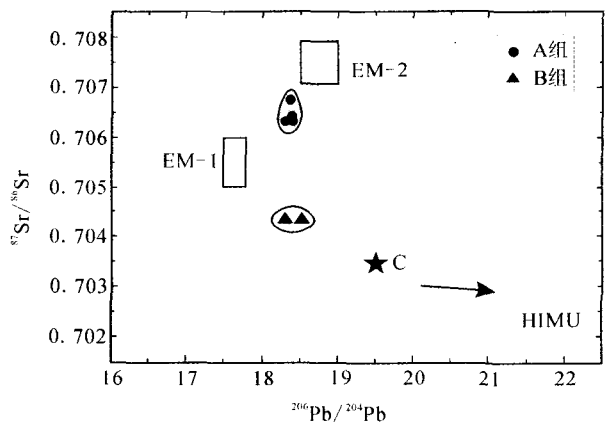


图 8 二滩玄武岩 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 与 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 图解(EM-1 和 EM-2 据 Hofmann^[1], C 组分据 Hanan and Graham^[33])

Fig. 8 Plots of $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb$ for the Ertan basalts(EM-1 and EM-II are from Hofmann^[1], C component is from Hanan and Graham^[33])

二滩高钛玄武岩 A 组和 B 组虽然都具有富集特征,但富集程度有所不同。A 组的微量元素普遍比 B 组的更富集,尤其是 Rb、K、Ba、Th、Nb 和 Ta (图 4a, b)。A 组微量元素含量的变化范围窄(图 4a),稀土元素也具有相似特征(图 6a),说明其地幔源组分比较单一,可能主要为富含辉石岩的地幔源,辉石岩的熔融深度较深^[4]。这种地幔源由循环的大洋岩石圈熔融体交代地幔橄榄岩所形成^[4-5,37],且具有富集地幔 EM II 特征。B 组的微量元素和稀土元素均有较宽的变化范围(图 4b, 6b),说明其地幔源物质的交代谱系较宽或地幔源由两种或两种以上的

物质混合所成。此外, B 组的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值也明显低于 A 组。因此, B 组的地幔源与 A 组的地幔源有明显区别。B 组的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 和 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值位于 EM I 和 C 组分(亏损物质)之间也说明了这一点(图 8);即交代富集的地幔组分熔融体与亏损的深部地幔柱物质在岩浆通道中发生混合或具有较宽交代谱系的地幔物质发生熔融,从而形成了 B 组。

那么, A 组和 B 组的岩浆在时空上的演化是否

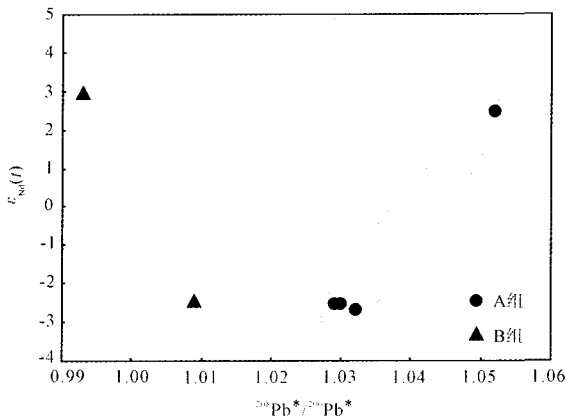


图9 二滩玄武岩 $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ 与 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 图解

Fig. 9 $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ for the Ertan basalts

存在对应关系呢? 图7表明, A组在石榴石区形成的熔体比例普遍高于B组, 且熔融程度相对较低, 说明形成A组的熔融深度大于形成B组的熔融深度, 这与A组的Zr含量明显低于B组的Zr含量一致, 因为Zr在石榴石中是强相容的。由于峨眉山溢流玄武岩是在短时间内快速喷溢而成, 因此A组和B组的形成并无时间上的明显差异。同时, A组和B组在空间的分布上也无明显差异, 在采样剖面的底部均有A组和B组分布, 而在中上部则主要为A组。这可能是处在较深部的熔融体(形成A组)在上涌过程中诱发了较浅部物质(形成B组)的熔融, 由于这两种熔融体向上快速喷溢并无混合, 因此造成了A组和B组的空间分布格局。在熔体通道被打开后, 深部熔体快速溢出地表, 所以剖面中上部主要分布有A组。

上述的岩浆形成模式很好地解释了A组和B组的时空分布格局, 这表明B组由不同物质的熔融体混合所形成的可能性不大, 因为这与A组没有受到其它熔体混合的影响是相矛盾的。因此B组应该是由具有较宽交代谱系的地幔源物质熔融所形成的。

4 结论

(1)根据地球化学特征的不同, 二滩高钛玄武岩可被分为A组和B组两组岩石。A组的不相容微量元素(Rb、K、Ba、Th、Nb和Ta)富集程度高于B组, 其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、 $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ 比值也明显高于B组。此外, 两组岩石之间的微量元素比值(Ba/Nb、Ba/Th、Zr/Nb、Th/La、Zr/Hf)也出现明显分异。

(2)造成A组、B组两组岩石间明显地球化学差异的主要原因并非岩浆过程(结晶分异、地壳混染、部分熔融)的不同所导致, 而是地幔源的不同导致了二者间的差异。

(3)A组具EM II特征, 可能为富含辉石岩的交代地幔部分熔融所形成。B组则具有EM I和C组分的混合特征, 可能为交代谱系较宽的地幔物质熔融所形成。

参考文献(References):

- [1] Hofmann A W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism[J]. *Nature*, 1997, 385: 219 - 229.
- [2] Prytulak J, Elliott T. TiO_2 enrichment in ocean island basalts [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, 263: 388 - 403.
- [3] Hofmann A W, White W M. Mantle plumes from ancient crust [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1982, 57: 421 - 436.
- [4] Sobolev A V, Hofmann A W, Sobolev S V, et al. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts [J]. *Nature*, 2005, 434: 590 - 597.
- [5] Sobolev A V, Hofmann A W, Kuzmin D V, et al. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts [J]. *Science*, 2007, 316: 412 - 417.
- [6] McKenzie, O'Nions. The source regions of ocean island basalts [J]. *Journal of Petrology*, 1995, 36: 133 - 159.
- [7] Niu Y L, O'Hara. Origin of ocean island basalts: a new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2003, 108: 2209, doi: 10.1029/2002JB002048.
- [8] Pilet S, Hernandez J, Sylvester P, et al. The metasomatic alternative for ocean island basalt chemical heterogeneity [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 236: 148 - 166.
- [9] Pilet S, Baker M B, Stolper E M. Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas [J]. *Science*, 2008, 320: 916 - 919.
- [10] Willbold M, Stracke A. Trace element composition of mantle end-members: implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust [J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2006, 7: Q04004, doi: 10.1029/2005GC001005.
- [11] Jackson M G, Hart S R, Koppers A P, et al. The

- return of subducted continental crust in Samoan lavas [J]. *Nature*, 2007, 448: 684 - 687.
- [12] Chung S L, Jahn B M. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian - Triassic boundary[J]. *Geology*, 1995, 23: 889 - 892.
- [13] Xu Y G, Chung S L, Jahn B M, et al. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian - Triassic Emeishan flood basalts in Southwestern China[J]. *Lithos*, 2001, 58: 145 - 168.
- [14] Xu Y G, He B, Chung S L, et al. Geologic, geochemical, and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishan flood-basalt province [J]. *Geology*, 2004, 32: 917 - 920.
- [15] 张招崇,王福生. 峨眉山玄武岩 Sr、Nd、Pb 同位素特征及其物源探讨[J]. *地球科学——中国地质大学学报*, 2003, 28(4): 431 - 439.
ZHANG Zhao-chong, WANG Fu-sheng. Sr, Nd and Pb characteristics of Emeishan basalt province and discussion on their source region[J]. *Earth Science — Journal of China University of Geosciences*, 2003, 28(4): 431 - 439.
- [16] Xiao L, Xu Y G, Mei H J, et al. Franco Pirajno distinct mantle sources of low-Ti and high-Ti basalts from the western Emeishan large igneous province, SW China: implications for plume-lithosphere interaction[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 228: 525 - 546.
- [17] Zhang Z C, Mahoney J J, Mao J W, et al. Geochemistry of picritic and associated basalts flows of the western Emeishan flood basalts province, China [J]. *Journal of Petrology*, 2006, 47: 1997 - 2019.
- [18] 严再飞,黄智龙,程礼军,等. 峨眉山高钛玄武岩物源的不均一性研究[J]. *矿物岩石*, 2007, 27(4): 60 - 65.
YAN Zai-fei, HUANG Zhi-long, CHENG Li-jun, et al. Heterogeneity of source for Emeishan high-Ti basalts[J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 2007, 27(4): 60 - 65.
- [19] 严再飞,黄智龙,许成,等. 峨眉山二滩玄武岩地球化学特征[J]. *矿物岩石*, 2006, 26(3): 77 - 84.
YAN Zai-fei, HUANG Zhi-long, XU Cheng, et al. Geochemical feature of Emeishan basalts from the Er-tan area[J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 2006, 26(3): 77 - 84.
- [20] Chen F, Hegner E, Todt W. Zircon ages, Nd isotopic and chemical compositions of orthogneisses from the Black Forest, Germany — evidence for a Cambrian magmatic arc[J]. *International Journal of Earth Sciences*, 2000, 228: 525 - 546.
- [21] Chen F, Siebel W, Satir M, et al. Geochronology of the Karadere basement (NW Turkey) and implications for the geochemical evolution of the Istanbul zone[J]. *International Journal of Earth Sciences*, 2002, 91: 469 - 481.
- [22] Galer S J G, O'Nions R K. Residence time of thorium, uranium and lead in the mantle with implications for mantle convection[J]. *Nature*, 1985, 316: 778 - 782.
- [23] Miyashiro A. Nature of alkalic volcanic rock series [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1978, 66: 91 - 104.
- [24] Le Matire R W, Bateman P, Dudek A, et al. A classification of igneous rocks and glossary of terms; recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the systematics of igneous rocks[M]. Oxford: Blackwell, 1989: 193.
- [25] Linnen R L, Keppler H. Melt composition control of Zr/Hf fractionation in magmatic processes [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2002, 66: 3293 - 3301.
- [26] McDonough W F, Sun S S. The composition of the earth[J]. *Chemical Geology*, 1995, 120: 223 - 253.
- [27] David K, Schiano P, Allègre C J, et al. Assessment of the Zr/Hf fractionation in oceanic basalts and continental materials during petrogenetic processes[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 47: 285 - 301.
- [28] Klemme S, Blundy J D, Wood B J. Experimental constraints on major and trace element partitioning during partial melting of eclogite[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2002, 66: 3109 - 3123.
- [29] Beier C, Haase K M, Hansteen T H, et al. Magma evolution of the Sete Cidades volcano, Sao Miguel, Azores[J]. *Journal of Petrology*, 2006, 47: 1375 - 1411.
- [30] Pfänder J A, Münker C, Stracke A, et al. Nb/Ta and Zr/Hf in ocean island basalts: implications for crust-mantle differentiation and the fate of Niobium [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, 254: 158 - 172.
- [31] Hart S R, Allègre C J. Trace-element constraints on magma genesis[C]//*Physics of Magmatic Processes*. Princeton: Princeton University Press, 1980: 121 -

- 159.
- [32] Cook C, Briggess R M, Smith I E M, et al. Petrology and geochemistry of intraplate basalts in the south Auckland volcanic field, New Zealand: evidence for two coeval magma suites from distinct sources[J]. *Journal of Petrology*, 2005, 46: 473 - 503.
- [33] Workman R K, Hart S R, Jackson M, et al. Recycled metasomatized lithosphere as the origin of the enriched mantle II (EM2) end-member: evidence from the Samoan volcanic Chain[J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2004, 5: Q04008, doi: 10.1029/2003GC000623.
- [34] Hanan B, Graham D W. Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes[J]. *Science*, 1996, 272: 991 - 995.
- [35] Hofmann A W. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: Isotope and trace elements[M]. Amsterdam: Elsevier, 2003: 61 - 101.
- [36] Spandler C, Yaxley G, Green D H, et al. Phase relations and melting of anhydrous K-bearing eclogite from 1 200 to 1 600 °C and 3 to 5 GPa[J]. *Journal of Petrology*, 2008, 49: 771 - 795.
- [37] Day J M, Pearson D G, Macpherson C G, et al. Pyroxenite-rich mantle formed by recycled oceanic lithosphere: oxygen - osmium isotope evidence from Canary Island lavas[J]. *Geology*, 2009, 37(6): 555 - 558.

1322 1323 1324 1325 1326 1327 1328 1329 1330 1331 1332 1333 1334 1335 1336 1337 1338 1339 1340 1341 1342 1343 1344 1345 1346 1347 1348 1349 1350 1351 1352 1353 1354 1355 1356 1357 1358 1359 1360 1361 1362 1363 1364 1365 1366 1367 1368 1369 1370 1371 1372 1373 1374 1375 1376 1377 1378 1379 1380 1381 1382 1383 1384 1385 1386 1387 1388 1389 1390 1391 1392 1393 1394 1395 1396 1397 1398 1399 1400 1401 1402 1403 1404 1405 1406 1407 1408 1409 1410 1411 1412 1413 1414 1415 1416 1417 1418 1419 1420 1421 1422 1423 1424 1425 1426 1427 1428 1429 1430 1431 1432 1433 1434 1435 1436 1437 1438 1439 1440 1441 1442 1443 1444 1445 1446 1447 1448 1449 1450 1451 1452 1453 1454 1455 1456 1457 1458 1459 1460 1461 1462 1463 1464 1465 1466 1467 1468 1469 1470 1471 1472 1473 1474 1475 1476 1477 1478 1479 1480 1481 1482 1483 1484 1485 1486 1487 1488 1489 1490 1491 1492 1493 1494 1495 1496 1497 1498 1499 1500

(上接 1310 页)

- [28] 赵伦山, 张本仁. 地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 2001.
ZHAO Lun-shan, ZHANG Ben-ren. *Geochemistry* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2001.
- [29] Bedard J H. Petrogenesis of boninites from the Betts Cove ophiolite, Newfoundland, Canada: identification of subducted source components[J]. *Journal of Petrology*, 1999, 40(12): 1853 - 1889.
- [30] Green D H. Experimental testing of equilibrium partial melting of peridotite under water-saturated, high pressure conditions [J]. *Canada Mineral*, 1976, 14: 255 - 268.
- [31] Nisbet E G, Cheadle M J, Arndt N T, et al. Constraining the potential temperature of the Archaean mantle: a review of the evidence from komatiites[J]. *Lithos*, 1993, 30: 291 - 307.
- [32] Herzberg C, O'Hara M J. Plume-associated ultramafic magmas of Phanerozoic age[J]. *Journal of Petrology*, 2002, 43: 1857 - 1883.
- [33] Arndt N T. Hot heads and cold tails[J]. *Nature*, 2000, 407: 458 - 461.
- [34] 徐义刚, 何斌, 黄小龙, 等. 地幔柱大辩论及如何验证地幔柱假说[J]. *地学前缘*, 2007, 14(2): 1 - 9.
XU Yi-gang, HE Bin, HUANG Xiao-long, et al. The debate over mantle plumes and how to test the plume hypothesis[J]. *Earth Science Frontiers*, 2007, 14(2): 1 - 9.
- [35] 张招崇, John J M, 王福生, 等. 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[J]. *岩石学报*, 2006, 22(6): 1538 - 1552.
ZHANG Zhao-chong, John J M, WANG Fu-sheng, et al. Geochemistry of picritic and associated basalt flows of the western Emeishan flood basalt province, China: evidence for a plume-head origin[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2006, 22(6): 1538 - 1552.
- [36] Henderson P. *Rare earth element geochemistry* [M]. Amsterdam: Elsevier Science Publishers, 1984.
- [37] Ellam R M. Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry[J]. *Geology*, 1992, 20: 153 - 156.
- [38] 赵泽辉, 郭召杰, 韩宝福, 等. 新疆东部—甘肃北山二叠纪玄武岩对比研究及其构造意义[J]. *岩石学报*, 2006, 22(5): 1279 - 1293.
ZHAO Ze-hui, GUO Zhao-jie, HAN Bao-fu, et al. Comparative study on Permian basalts from eastern Xinjiang - Beishan area of Gansu Province and its tectonic implications[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2006, 22(5): 1279 - 1293.
- [39] Sun L H, Wang Y J, Fan W M, et al. Post-collisional potassic magmatism in the southern Awulale Mountain, western Tianshan orogen: petrogenetic and tectonic implications[J]. *Gondwana Research*, 2008, 14: 383 - 394.