

# 峨眉山玄武岩 Sr、Nd、Pb 同位素特征及其物源探讨

张招崇, 王福生

(中国地质科学院地质研究所, 北京 100037)

**摘要:** 选择峨眉山玄武岩区 2 个出露最全的云南永胜大迪里剖面 and 宾川上仓剖面进行了 Sr、Nd、Pb 同位素地球化学研究. 结果表明, 少数样品的 Pb 同位素与 Hanan 和 Graham 定义的 C 组分相似, 而大多数样品则不在 C 组分范围之内, 说明除地幔柱物质外, 有岩石圈物质的加入. 在多元同位素图解上, 峨眉山玄武岩位于 EM I、EM II 和 DMM 三端元之间, 表明其源区可以由地幔柱、富集的岩石圈地幔和地壳不同程度的混合来解释. 结合已有的微量元素资料分析, 其中的地壳组分主要为下地壳, 而早期玄武质岩浆在上升过程中由于通道不畅通, 有较多的上地壳组分的混染. 岩石圈地幔的富集作用可能与地幔柱释放出的小体积富 Na、P 而贫 K 的流体交代作用有关. 粗面岩的同位素组成和玄武岩接近, 说明粗面岩是玄武质岩浆分离结晶作用形成的.

**关键词:** 大陆溢流玄武岩; Sr、Nd、Pb 同位素; 源区; 地幔柱; 峨眉山.

**中图分类号:** P588 **文献标识码:** A

**文章编号:** 1000-2383(2003)04-0431-09

**作者简介:** 张招崇(1965-), 男, 研究员, 主要从事火成岩岩石学和金矿床方面的研究工作.

**E-mail:** zhangzhaochong@sohu.com

目前, 已有大量的证据表明, 大陆溢流玄武岩(CFB)与地幔柱之间存在密切的关系. 然而有许多大陆溢流玄武岩的源区是否为地幔柱或与地幔柱有关还缺乏明确的地球化学证据, 其原因为地幔柱的信息被岩石圈(包括地壳)混染所掩盖, 其同位素和微量元素地球化学特征明显不同于大洋溢流玄武岩(OFBs)和洋岛玄武岩(OIBs), 因此一些学者对地幔柱在溢流玄武岩形成过程中的作用提出质疑<sup>[1~4]</sup>, 强调大陆岩石圈地幔(CLM)是 CFB 的主要源区<sup>[5,6]</sup>. 当然, 也有一些学者强调地幔柱头部的作用, 而认为岩石圈对源区的贡献很少<sup>[7,8]</sup>, 甚至有一些学者完全否认地幔柱的作用, 认为是对流地幔部分熔融的结果<sup>[9]</sup>.

峨眉山玄武岩省是世界上几个主要大火成岩省之一, 分布面积超过 25 万 km<sup>2</sup>. 尽管其研究历史悠久<sup>[10~13]</sup>, 但许多关键性的问题还存在着争论<sup>[14]</sup>, 许多学者对其进行了研究并提出了一些新的认识. 近年来, 随着地幔柱理论的兴起和发展, 峨眉山玄武岩作为与地幔柱作用有关的典型实例, 更是成为研究

的热点<sup>[14~21]</sup>. 然而有关峨眉山玄武岩高质量的地球化学数据发表的很少, Sr、Nd、Pb 同位素数据则更少, 目前只发表了少数地区的 Sr、Nd 同位素数据<sup>[15,21]</sup>, 还未见有 Pb 同位素数据发表. 本文旨在通过对前人较少涉及的盐源—丽江岩区峨眉山的 Sr、Nd、Pb 同位素地球化学研究, 探讨其源区特征, 并揭示其峨眉山玄武岩形成过程中蕴藏的地幔柱—岩石圈相互作用过程的信息.

## 1 样品及其 Sr、Nd、Pb 同位素数据

所分析的样品采自于盐源—丽江岩区的永胜大迪里剖面(DD)和宾川上仓剖面(BZ), 剖面位置和剖面描述见文献<sup>[14]</sup>. 由于峨眉山玄武岩普遍遭受不同程度的蚀变, 所以所分析的样品均是在薄片的详细观察后选择其中相对较新鲜的样品进行主要元素、稀土和微量元素分析, 然后再选择其中有代表性的样品进行 Sr、Nd、Pb 同位素分析. 需要说明的是, 样品在空间的位置从下至上为: DD-17→DD-2; BZ-1→BZ-26. 但是相对于上仓剖面, 大迪里剖面的位置相对靠上, 缺少其中最底部的样品.

收稿日期: 2003-02-22

基金项目: 国家自然科学基金项目(No. 40273020); 国家重点基础研究发展规划项目(G1999043205).

峨眉山玄武岩的 Sr、Nd 同位素分析结果列于表 1, Pb 同位素分析列于表 2. 由于峨眉山玄武岩的形成时代较老, 所以测定的同位素值与其初始值可能相差较大, 对此需要进行年龄校正, 其校正的公式如下<sup>[22]</sup>:

$$\begin{aligned}
 {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} &= ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_0 + {}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}(e^{\lambda t} - 1), \\
 {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} &= ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_0 + {}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}(e^{\lambda t} - 1), \\
 {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} &= ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_0 + {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}(e^{\lambda_1 t} - 1), \\
 {}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} &= ({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_0 + {}^{235}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}(e^{\lambda_2 t} - 1),
 \end{aligned}$$

$${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} = ({}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_0 + {}^{232}\text{Th}/{}^{204}\text{Pb}(e^{\lambda_3 t} - 1).$$

所计算的 Sr-Nd 和 Pb 同位素结果也分别列于表 1 和表 2 中. 由表 1, 2 看出, 除最早期的玄武岩样品(BZ-1)外, 其他样品的 Sr、Nd、Pb 同位素成分相差不大: 其中 Sr 同位素初始值为 0.704 37~0.707 57, Nd 同位素值为 0.512 31~0.512 53, 其  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  值为 -4.0~+4.4;  ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$  为 17.898~18.499,  ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$  为 15.522~15.584,  ${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$  为 38.101~38.460. 其中 Sr、Nd 同位素成分与前人

表 1 峨眉山玄武岩 Sr、Nd 同位素成分

Table 1 Sr and Nd isotopic compositions of Emeishan basalts

样品号	DD-2	DD-6	DD-11	DD-17	BZ-1	BZ-9	BZ-19	BZ-26
岩石类型	粗面岩	LPT	HPT	HPT	LPT	LPT	HPT	HPT
Rb/ $10^{-6}$	89.38	6.643	13.740	13.400	23.070	5.757	6.401	8.558
Sr/ $10^{-6}$	107.50	304.700	597.500	467.400	130.500	306.100	456.400	438.100
${}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}$	2.402 000	0.062 960	0.066 400	0.082 750	0.510 600	0.054 300	0.040 510	0.056 400
${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$	0.713 604± 0.000 016	0.713 604± 0.000 016	0.705 451± 0.000 019	0.704 667± 0.000 016	0.709 389± 0.000 017	0.704 806± 0.000 019	0.704 702± 0.000 017	0.705 870± 0.000 020
$({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_t$	0.705 021	0.705 227	0.705 029	0.704 372	0.707 569	0.704 612	0.704 558	0.705 669
Nd/ $10^{-6}$	105.100	27.770	53.230	41.110	22.820	16.780	46.640	50.250
Sm/ $10^{-6}$	17.750 0	5.893	10.770 0	9.187 0	4.954 0	4.580 0	10.300 0	9.396 0
${}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}$	0.102 10	0.128 40	0.122 40	0.135 10	0.131 30	0.165 10	0.133 60	0.113 10
${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$	0.512 634± 0.000 018	0.512 607± 0.000 011	0.512 512± 0.000 010	0.512 686± 0.000 012	0.512 326± 0.000 011	0.512 810± 0.000 010	0.512 743± 0.000 08	0.512 495± 0.000 010
$({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_t$	0.512 463	0.512 392	0.512 307	0.512 460	0.512 106	0.512 533	0.512 519	0.512 305
$\epsilon_{\text{Nd}}$	-0.1	-0.6	-2.5	+0.1	-6.1	+3.3	+2.0	-2.8
$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	+3.0	+1.6	-0.1	+2.9	-4.0	+4.4	+4.1	-0.1
$(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{PM}}$	0.5	1.1	1.0	0.8	3.3	0.7	0.8	1.2
$(\text{La}/\text{Nb})_{\text{PM}}$	0.3	1.3	1.2	1.0	1.9	0.92	1.2	1.2

计算所需的参数如下:  $\lambda(\text{Sr}) = 1.39 \times 10^{-11} \text{年}^{-1}$ ;  $\lambda(\text{Nd}) = 6.54 \times 10^{-12} \text{年}^{-1}$ ,  $t = 257 \text{ Ma}$ ; 样品由中国科学院地质地球物理研究所裘冀和储著银分析. LPT 为低 P、低 Ti 玄武岩; HPT 为高 P、高 Ti 玄武岩. Th、Ta、La、Nb 原始数据来自于 Zhang 和 Wang<sup>[23]</sup>, 用于标准化的原始地幔数据来自于 Sun 和 McDonough<sup>[24]</sup>.

表 2 峨眉山玄武岩 Pb 同位素成分

Table 2 Pb isotopic compositions of Emeishan basalts

样品号	DD-6	DD-11	DD-17	BZ-1	BZ-9	BZ-19	BZ-26
Pb/ $10^{-6}$	6.70	6.53	4.15	4.03	2.40	5.01	6.85
U/ $10^{-6}$	0.82	1.61	0.86	1.34	0.32	0.86	1.43
Th/ $10^{-6}$	3.37	6.93	3.48	5.50	1.08	4.10	6.77
${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$	18.544 7± 0.000 8	18.855 3± 0.000 7	18.732 0± 0.003 0	19.945 4 ± 0.000 8	18.842 8± 0.000 8	18.584 1± 0.000 7	18.435 6± 0.001 0
${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$	15.590 9± 0.000 8	15.581 51± 0.000 62	15.528 3± 0.003 3	15.752 2± 0.000 9	15.602 03± 0.000 66	15.554 50± 0.000 60	15.550 0± 0.001 0
${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$	38.882 3± 0.002 8	39.343 5± 0.001 5	38.928 ± 0.012	40.720 2± 0.003 0	39.107 4± 0.001 7	39.068 1± 0.001 6	38.931 ± 0.003 1
$({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_0$	18.229 2	18.219 8	18.197 9	19.088 4	18.499 1	18.141 6	17.897 5
$({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_0$	15.574 7	15.548 9	15.500 9	15.708 2	15.584 4	15.531 8	15.522 4
$({}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_0$	38.459 7	38.451 9	38.233 5	39.573 6	38.729 3	38.380 6	38.101 0

Pb 同位素样品由中国地质科学院地质研究所张巧大分析; Pb、Th、U 含量由中国地质大学(武汉)胡圣红用 ICP-MS 法分析. 计算所需的参数如下:  $\lambda_1 = 1.551 25 \times 10^{-10}$ ;  $\lambda_2 = 9.848 5 \times 10^{-10}$ ;  $\lambda_3 = 0.494 75 \times 10^{-10}$ ,  $t = 257 \text{ Ma}$ .

的测定结果基本一致 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703\ 93 \sim 0.707\ 59$ ;  $\epsilon_{\text{Nd}(t)} = -4.7 \sim +4.8$ )<sup>[21]</sup>。而样品 BZ-1 的 Sr、Pb 同位素比值明显要高, Nd 同位素比值要低, 其相应的比值分别为: 0.707 569, 0.512 106, 19.088 4, 15.708 2, 39.573 6, 暗示了早期的玄武岩可能形成于不同的源区或者在岩浆房和上升过程中有较多的地壳物质的混染。除这个样品的同位素比值差别较大外, 其余样品的同位素比值尽管也有一定的差别, 但总体不大。另外, 在微量元素和稀土元素特征上有明显差别的高 Ti 和低 Ti 2 种类型玄武岩类在同位素特征上差别并不明显。晚期的粗面岩的同位素比值也与玄武岩接近, 暗示了其可能与玄武岩同源。

## 2 讨论

峨眉山玄武岩作为大陆溢流玄武岩(CFB)已为绝大多数人所接受。CFB 以短时间内的巨量喷发为特征, 这种特征通常用地幔柱作用机制来解释<sup>[25~27]</sup>, 但是对地幔柱在 CFB 形成过程中的作用依然存在不同的认识: 地幔柱只是提供热源而触发岩石圈的熔融, 还是岩浆的主要源区? 地球物理证据表明 CFB 岩浆主要来自于对流的软流圈地幔<sup>[8, 26, 28, 29]</sup>, 但是大多数 CFB 与洋岛玄武岩的成分有明显的不同, 这样许多学者将其归因于地幔源区性质的差别或者地壳物质混染的结果<sup>[30~35]</sup>。对 CFB 的成因, 归纳起来主要有 4 种: (1) 上升的地幔柱不同部位的部分熔融<sup>[29, 34]</sup> 或岩石圈地幔与软流圈组分不同程度的混合<sup>[36~38]</sup>, 并受到地壳不同程度的混染<sup>[31, 39]</sup>; (2) 不均一的大陆岩石圈地幔(SCLM)由于地幔柱加热的作用在“湿”的条件下发生熔融<sup>[6, 40]</sup>; (3) 来自地幔柱的苦橄质岩浆在上升过程中通过 SCLM 时与镁质超钾质岩浆(钾镁煌斑质)发生不同程度的混合<sup>[32, 41, 42]</sup>; (4) 来自地幔柱的 MORB 型拉斑质苦橄岩浆与来自 SCLM 的高 Ti 和低 Ti 钾质熔体混合, 然后又受到地壳的混染<sup>[43]</sup>。

峨眉山玄武岩的岩石组合、时空分布特征与国外其他一些 CFB 既存在着相似性又有峨眉山玄武岩本身的特点<sup>[14]</sup>, 所以国外已有的模式也很难圆满地解释其成因。Chung 和 Jahn<sup>[15]</sup> 认为峨眉山玄武岩来自于地幔柱头部的熔体与来自岩石圈的钾质熔体混合的结果。徐义刚和钟孙霖<sup>[44]</sup> 认为峨眉山玄武岩 2 种类型玄武岩的源区不同, 低 Ti 玄武岩(LT)起源于岩石圈较薄、温度较高条件下地幔柱轴部的熔

融, 而高 Ti 玄武岩(HT)则起源于岩石圈较厚、温度低的条件下地幔柱外围地幔的熔融。Song 等<sup>[45]</sup> 则认为其源区包含有洋壳再循环的岩石圈地幔。在此笔者根据其 Sr、Nd、Pb 同位素组成特征, 结合以前的微量元素地球化学特征来解释其成因。

和其他大火成岩省相比, 峨眉山大火成岩省的同位素成分变化范围比其他大陆溢流玄武岩要小, 而比大洋溢流玄武岩要大。如印度 Deccan 溢流玄武岩的  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  为  $-15 \sim +8$ ; 与峨眉山玄武岩几乎同时喷发的 Siberian 溢流玄武岩为  $-11 \sim +6$ , 而 OFB (包括 Ontong java plateau, Nauru basin, Manihiki plateau, Caribbean basin, Wrangellia terrane) 为  $0 \sim +10$ <sup>[46]</sup>。由此看来, 峨眉山玄武岩的  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  值基本上落在其他 2 个溢流玄武岩省的范围之内。通常认为, 由于大洋岩石圈较薄, 所以 OFB 大多来自于地幔柱, 而受岩石圈物质混染的程度较低<sup>[47, 48]</sup>; Dac-can 和 Siberian 2 个溢流玄武岩省较低的  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  值一般被解释成岩石圈地幔或地壳物质混染的结果<sup>[49, 50]</sup>, 而其中的正值则被解释成地幔柱物质熔融的结果。并且无论是 OFBs 还是 CFBs, 均有一个相同的  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  范围 ( $0 \sim +4$ ), 这个共同的  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  值可能代表了地幔柱的  $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$  值。如果此假设成立的话, 峨眉山玄武岩的源区可能是地幔柱和岩石圈不同程度混合的产物。

在 Sr、Nd、Pb 多元同位素组成图上(图 1), 几乎所有的投影点均位于 EM I、EM II 和 DMM 三端员组成的三角区域内, 而离 HIMU 端员较远, 暗示了其源区由这 3 种地幔端员组成, 其中最早期的玄武岩样品落于相对靠近 EM II 端员的位置。另外大多数投影点位于洋岛玄武岩(OIB)范围内。

通常认为, 亏损端员 DMM 来自软流圈或地幔柱, EM II 富集端员则与壳源有关, 或者与再循环的洋壳有关<sup>[51]</sup>, HIMU 与俯冲的古老变质洋壳有关, 而对 EM I 富集端员的成因还有争论, 但尽管如此, 多数学者认为其存在于岩石圈地幔中, 与软流圈或地幔柱来源的小体积富挥发分熔体<sup>[1, 52, 53]</sup> 或古老俯冲带下插板块的脱水作用释放的富大离子亲石元素(LILE)、贫高场强元素(HFSE)流体<sup>[1, 54, 55]</sup> 对岩石圈地幔的交代作用有关。

由以上讨论可知, 峨眉山玄武岩的源区可由软流圈或地幔柱、地壳、交代富集的岩石圈地幔三组分的混合来解释。在此首先讨论亏损端员是软流圈还是地幔柱。由于 CFB 以短时间的巨量喷发为特征,

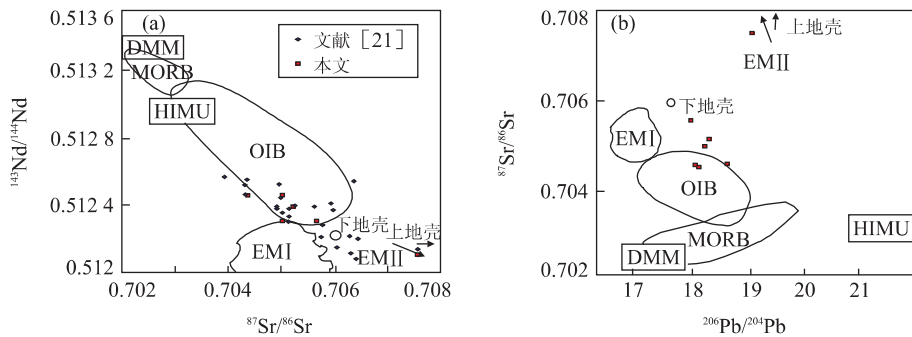


图 1 峨眉山玄武岩 Sr、Nd、Pb 多元同位素图解

Fig. 1 Sr-Nd-Pb poly-endmember diagrams of Emeishan basalts

a.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  图解; b.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  图解. EM I、EM II、DMM、HIMU 的同位素组成根据 Zindler 和 Hart<sup>[56]</sup>; MORB、OIB 根据 Wilson<sup>[57]</sup>, 上地壳和下地壳的同位素组成根据 Zartman<sup>[58]</sup>; 部分 Sr、Nd 同位素数据来自文献<sup>[21]</sup>

这种特征通常用地幔柱作用机制来解释,而软流圈熔融形成的岩浆数量通常较为有限<sup>[59]</sup>. 另一方面,笔者最近在峨眉山玄武岩中发现了苦橄质熔岩,并且部分苦橄质熔岩含有高镁的橄榄石( $\text{Fo}=91.3$ ),恢复的原始岩浆成分基本与其主岩一致<sup>①</sup>. 这种高镁的火山岩的形成需要异常高的温度<sup>[60]</sup>,要达到此温度( $>1500\text{ }^\circ\text{C}$ )只能用地幔柱来解释<sup>[61]</sup>.

Hanan 和 Graham<sup>[62]</sup>对全球的 900 个 MORB 样品的 Pb 同位素进行了统计(太平洋、印度洋和大西洋),发现来自不同地区的样品相交于一个很小的范围,也就是说有一个共同的 Pb 同位素值(common Pb isotopic value),他们将其称为 C 组分,并将其解释为地幔柱核部的成分. 偏离此值则是由于地幔柱上升时与岩石圈物质不同程度混合的结果. C 组分 Pb 同位素的变化范围为: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  为 19.2~19.8,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  为 15.55~15.65,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  为 38.8~39.6. 另外,他们也计算了不同时代 C 组分 Pb 同位素演化的结果(图 2). 如图 3 所示,少数点落在 250 Ma 附近,暗示了其可能来自于地幔柱,其他大多数点则远离该位置,说明除地幔柱物质外,还有岩石圈物质的混入. 其中样品 BZ-1 位于该演化线之上,暗示了其源区有地壳物质的混入<sup>[62]</sup>.

通常认为,岩石圈物质的混染一般包括岩石圈地幔(CLM)的混染,但是对于除了 CLM 外有无下地壳或上地壳物质的混染还存在不同的认识,主要原因是 CLM 和地壳混染的地球化学信息难以识别. Peng 等<sup>[63]</sup>提出用 O 同位素尤其是斑晶的 O 同位素可以有效区分 CLM 和地壳物质; Lassiter 和

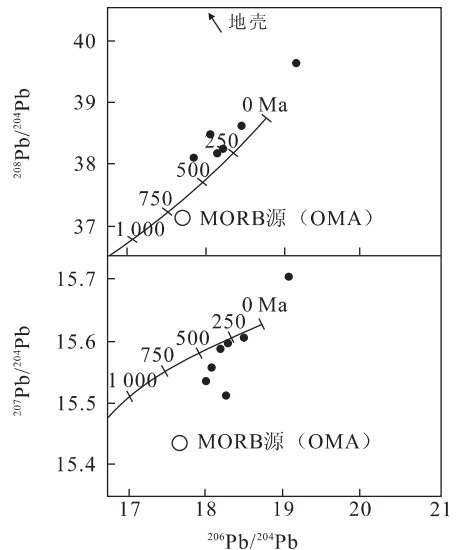


图 2 C 组分 Pb 同位素演化图解(底图据 Hanan 和 Graham<sup>[62]</sup>)

Fig. 2 Pb isotopic evolution diagram of C component

Depaolo<sup>[46]</sup>认为利用 Os 同位素可以鉴别,但是由于目前 Os 同位素测定精度的限制,只能测定其中的苦橄质岩石,而对一般的溢流玄武岩则无能为力. 然而,本区还没有进行相关的 O 和 Os 同位素研究,所以无法据此进行判别. 另外, Peng 等<sup>[63]</sup>在利用 O 同位素时,同时也提出了用不相容元素比值鉴别地壳物质的方法:混入下地壳物质后,其 $(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{PM}}$ 比值接近于 1,而 $(\text{La}/\text{Nb})_{\text{PM}}$ 比值则大于 1;如果混入上地壳物质,则 2 个比值均一般在 2 以上,尤其是 $(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{PM}}$ 比值要高得多. 如图 3 可见,有半数以上的样品的 $(\text{La}/\text{Nb})_{\text{PM}}$ 大于 1(其中有 2 个样品完全重合),而 $(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{PM}}$ 比值则在 1 左右,说明可能有下地壳物质的混染. 由于 $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ 大多大于 0,暗示下地壳物质可能是基性的(图 3). 由于 BZ-1 样品的 $(\text{Th}/$

①张招崇,王福生. 一种判别原始岩浆的方法——以苦橄岩和碱性玄武岩为例. 吉林大学学报,2003(待刊).

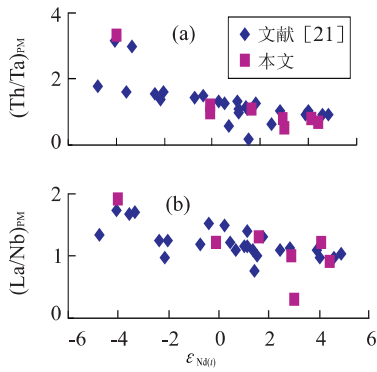


图 3  $\epsilon_{Nd(t)}$  对  $(Th/Ta)_{PM}$  和  $(La/Nb)_{PM}$  图解

Fig. 3 Diagram of  $\epsilon_{Nd(t)}$  versus  $(Th/Ta)_{PM}$  and  $(La/Nb)_{PM}$

$(Ta)_{PM}$  比值大于 3,说明早期的玄武质岩浆可能有上地壳物质的混染。粗面岩的 2 个比值均很低,并且其  $\epsilon_{Nd(t)}$  为正值,说明粗面岩不是由地壳物质的熔融形成的,而是玄武质岩浆分离结晶作用的产物。由于粗面岩和玄武岩之间并没有过渡性的岩石出露,表明岩浆在深部曾发生过强烈的分离结晶作用。

从另一个角度而言,尽管 Sr、Nd、Pb 同位素组成大多落在 OIB 范围内,暗示其源区与地幔柱有关<sup>[64]</sup>,但是峨眉山玄武岩具有比 OIB 更富集 LILE 的特征<sup>[23]</sup>,这种特征需要其源区除地幔柱组分以外,还必须有交代岩石圈组分的加入<sup>[1,64~67]</sup>。另外,其微量元素特征还暗示了岩石圈地幔是富 Na、P 而贫 K<sup>[23]</sup>,因此推测交代的流体也应该是富 Na、P 而贫 K。如前所述,与 EM I 有关的交代流体可能有 2 种成因,即来自地幔柱或俯冲板块的脱水。至目前还没有有关本区及邻区在二叠纪时存在俯冲作用地质证据的报道<sup>[68]</sup>,加之其同位素成分暗示其源区没有 HIMU 组分(与古老的俯冲洋壳有关),说明交代岩石圈地幔的流体可能来自于上升的地幔柱。

图 1 清楚地表明,早期的玄武岩(BZ-1)相对靠近上地壳组分,说明早期玄武岩可能遭受了地壳的混染作用。另外,其微量元素特征也同样说明了岩浆形成过程中受到了地壳不同程度的混染(图 4)。其他样品由于其 Sr、Nd、Pb 同位素成分(除 BZ-1 外)相对较接近下地壳成分,而离上地壳成分较远(图 1),暗示了混染物主要为下地壳,而不是上地壳。

### 4 结论

(1)峨眉山玄武岩的少数样品的 Pb 同位素成分与 C 组分接近,说明其起源于地幔柱,其他大多

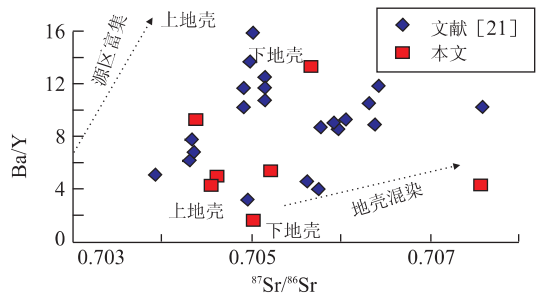


图 4 Ba/Y 对  $^{87}Sr/^{86}Sr$  图解(底图据 Wilson<sup>[57]</sup>)

Fig. 4 Diagram of Ba/Y versus  $^{87}Sr/^{86}Sr$

数样品则偏离 C 组分,说明除地幔柱组分外,尚有岩石圈物质的加入。与其他大火成岩省相比,峨眉山玄武岩省的同位素组成比大洋溢流玄武岩(OFBs)变化范围要大,而比大陆溢流玄武岩(CFBs)要小,也说明除地幔柱物质外,尚有岩石圈物质的加入,但加入量不如其他 CFBs。

(2)峨眉山玄武岩的源区可以由 EM I、EM II 和 DMM 三端员不同程度的混合来解释,即由地幔柱、交代的富集型岩石圈地幔以及地壳组分(主要为下地壳)的混合而成。相对而言,早期形成的玄武岩由于喷发途径不畅通,所以其上升过程中有较多的上地壳组分的混染,后期形成的玄武岩有少量的下地壳物质的混染。岩石圈地幔的交代富集作用可能与上升的地幔柱释放出的富 Na、P 而贫 K 的流体对岩石圈的交代作用有关。另外,其 Sr、Nd、Pb 同位素成分也暗示了其源区没有再循环的俯冲洋壳组分。粗面岩的形成不是地壳熔融的结果,而是玄武质岩浆分离结晶的产物。

在野外工作期间得到了四川省地质矿产局和云南省地质矿产局的大力支持,同时范蔚茗、徐义刚、邓海琳、许继峰及王岳军等给予了多方面的支持和有益的探讨,在此一并表示感谢!

### 参考文献:

[1] Hawkesworth C J, Kempton P D, Rogers N W, et al. Continental mantle lithosphere, and shallow level enrichment processes in the earth's mantle [J]. Earth Planet Sci Lett, 1990, 96: 256-268.

[2] Carlson R W. Physical and chemical evidence on the cause and source characteristics of flood basalt volcanism [J]. Australian Journal of Earth Sciences, 1991, 38: 525-544.

[3] Anderson D L. The sublithospheric mantle as the source of continental flood basalts: the case against the conti-

- mental lithosphere and plume head reservoirs [J]. *Earth Sci Planet Lett*, 1994, 123: 269—280.
- [4] Smith A D. The continental mantle as a source for hot-spot volcanism [J]. *Terra Nova*, 1993, 5: 452—460.
- [5] Lightfoot P C, Hawkesworth C J, Devey N W, et al. Source and differentiation of Deccan traps lavas: implications of geochemical and mineral chemical variations [J]. *J Petrol*, 1990, 31: 1165—1200.
- [6] Gallagher K, Hawkesworth C J. Mantle plume, continental magmatism and asymmetry in the South Atlantic [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1994, 123: 105—117.
- [7] Arndt N T, Christensen U. The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism: thermal and geochemical constraints [J]. *J Geophys Res*, 1992, 97: 10967—10981.
- [8] Farnetani C G, Richards M A. Numerical investigations of the mantle plume initiation model for flood basalt events [J]. *J Geophys Res*, 1994, 99: 13813—13833.
- [9] Czamanske G K, Gurevitch A B, Fedorenko V, et al. Demise of the Siberian plume, paleogeographic and paleotectonic reconstruction from the prevolcanic and volcanic record, north-central Siberia [J]. *International Geology Review*, 1998, 40: 95—115.
- [10] 梅厚均. 西南暗色岩深源分异两个系列的岩石化学特征与铁镍矿化的关系[J]. *地球化学*, 1973, (4): 219—253.  
MEI H J. Petrochemical characteristics of two series of deep differentiation of the Southwest traps and its relation to Fe-Ni mineralization [J]. *Geochimica*, 1973, (4): 219—253.
- [11] 刘秉光, 黄开年. 峨眉山玄武岩与裂谷作用[A]. *地质科学成果选集*[C]. 北京: 文物出版社, 1982. 208—212.  
LIU B G, HUANG K N. Emeishan basalts and rifting [A]. *Selected works of the fruits of geological sciences* [C]. Beijing: Cultural Relic Publishing House, 1982. 208—212.
- [12] 熊舜华, 李建林. 峨眉山地区晚二叠世大陆裂谷边缘玄武岩系的特征[J]. *成都地质学院学报*, 1984, 17(1): 43—57.  
XIONG S H, LI J L. Characteristics of the Late Permian basalts in the margin of continental rift in Emeishan area [J]. *Journal of Chengdu College of Geology*, 1984, 17(1): 43—57.
- [13] 骆耀南. 中国攀枝花—西昌古裂谷带[A]. *中国攀西裂谷文集*[C]. 北京: 地质出版社, 1985. 1—25.  
LUO Y N. Ancient rift belt of the Panzhihua-Xichang of China [A]. *Collecting of the Panxi rift in China* [C]. Beijing: Geological Publishing House, 1985. 1—25.
- [14] 张招崇, 王福生. 峨眉山玄武岩研究中的一些问题的讨论[J]. *岩石矿物学杂志*, 2001, 20(3): 239—246.  
ZHANG Z C, WANG F S. A discussion on some problems concerning the study of the Emeishan basalts [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 2001, 20(3): 239—246.
- [15] 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.
- [16] 卢记仁. 峨眉地幔柱的动力学特征[J]. *地球学报*, 1996, 17(4): 424—438.  
LU J R. Dynamic characteristics of the Emeishan mantle plume [J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 1996, 17(4): 424—438.
- [17] 吴根耀. 攀枝花、西昌古裂谷晚古生代演化[J]. *成都理工学院学报*, 1997, 24(2): 48—53.  
WU G Y. Tectonic evolution of Panzhihua-Xichang paleo rift during Late Paleozoic [J]. *Journal of Chengdu College of Sciences and Engineer*, 1997, 24(2): 48—53.
- [18] 侯增谦, 卢记仁, 汪云亮, 等. 峨眉火成岩省: 结构、成因与特色[J]. *地质论评*, 1999, 45(增刊): 885—891.  
HOU Z Q, LU J R, WANG Y L, et al. Emei large igneous province: structure, origin and characteristics [J]. *Geological Review*, 1999, 45(Suppl): 885—891.
- [19] 宋谢炎, 侯增谦, 汪云亮, 等. 晚古生代—早中生代扬子板块西缘的构造岩浆活动[J]. *地质论评*, 1999, 45(增刊): 868—871.  
SONG X Y, HOU Z Q, WANG Y L, et al. The Late Paleozoic-Early Mesozoic tectono-magmatism in the western margin of the Yangtze plate [J]. *Geological Review*, 1999, 45(Suppl): 868—871.
- [20] 汪云亮, 侯增谦, 修淑芝, 等. 峨眉火成岩省地幔柱热异常初探[J]. *地质论评*, 1999, 45(增刊): 876—879.  
WANG Y L, HOU Z Q, XIU S Z, et al. The discussion on thermal anomaly of mantle plume in Emei igneous province [J]. *Geological Review*, 1999, 45(Suppl): 876—879.
- [21] Xu Y, Chung S, Jahn B, et al. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southern China [J]. *Lithos*, 2001, 58: 145—168.
- [22] Faure G. Principles of isotope geology [M]. [s. l.]: John Wiley and Sons, 1986. 141—247.

- [23] Zhang Z C, Wang F S. Geochemistry of the two types of basalts of the Emeishan basaltic province: evidences for mantle plume-lithosphere interaction [J]. *Acta Geologica Sinica*, 2002, 76: 138—147.
- [24] Sun S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [A]. In: Saunders A D, Norry M J, eds. *Magmatism in the ocean basins* [C]. *Geol Soc Spec Pub*, 1989, 42: 313—345.
- [25] Morgan W J. Plate motions and deep mantle convection [J]. *Geol Soc Am Mem*, 1972, 132: 7—22.
- [26] White R S, McKenzie D P. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts [J]. *J Geophys Res*, 1989, 94: 7685—7729.
- [27] Mutter J C, Zehnder C M. Deep crustal structure and magmatic processes; the inception of seafloor spreading in the Norwegian-Greenland [J]. *Bull Geol Soc Denmark*, 1988, 23: 175—190.
- [28] Richards M A, Duncan R A, Courtillot V E. Flood-basalt and hotspot tracks: plume heads and tails [J]. *Science*, 1989, 246: 103—107.
- [29] Campbell I H, Griffiths R W. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood-basalts [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1990, 99: 79—93.
- [30] Foder R V. Low- and high-TiO<sub>2</sub> flood basalts of southern Brazil: origin from a picritic parentage and a common mantle source [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1987, 84: 423—430.
- [31] Hawkesworth C J, Mantovani M, Peate D. Lithosphere remobilization during Parana CFB magmatism [J]. *J Petrol*, 1988, 29: 206—223.
- [32] Ellam R M, Cox K G. An interpretation of Karoo picrite basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and mantle lithosphere [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1991, 105: 330—342.
- [33] Saunders A D, Storey M, Kent R W, et al. Consequences of plume-lithosphere interactions [J]. *Geol Soc London Spec Publ*, 1992, 68: 41—60.
- [34] Arndt N T, Czamanske G K, Wooden J L, et al. Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism [J]. *Tectonophysics*, 1993, 223: 39—52.
- [35] Sweeney R J, Duncan A R, Erlank A J. Geochemistry and petrogenesis of central Lebombo basalts of the Karoo igneous province [J]. *J Petrol*, 1994, 35: 95—125.
- [36] Piccirillo E M, Civetta L, Petrini R, et al. Regional variations within the Parana flood basalts (southern Brazil): evidence for subcontinental mantle heterogeneity and crystal contamination [J]. *Chem Geol*, 1989, 75: 103—122.
- [37] Hawkesworth C J, Gallagher K, Mantovani M S M, et al. Parana magmatism and the opening of the South Atlantic [J]. *Geol Soc London Spec Publ*, 1992, 68: 221—240.
- [38] Peate D W, Hawkesworth C J. Lithospheric to asthenospheric transition in low-Ti flood basalts from southern Parana, Brazil [J]. *Chem Geol*, 1996, 127: 1—24.
- [39] Petrini R, Civetta L, Piccirillo E M, et al. Mantle heterogeneity and crustal contamination in the genesis of low-Ti continental flood basalts from the Parana plateau (Brazil): Sr-Nd isotope and geochemical evidence [J]. *J Petrol*, 1987, 28: 701—726.
- [40] Gallagher K, Hawkesworth C J. Dehydration melting and the generation of continental flood basalts [J]. *Nature*, 1992, 358: 57—59.
- [41] Gibson S A, Thompson R N, Dickin A P, et al. Erratum to high-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1996, 141: 325—341.
- [42] Luttinen A V, Furnes H. Flood basalts of Vestfjella: Jurassic magmatism across an Archaean-Proterozoic lithospheric boundary in donning Maud Land, Antarctica [J]. *J Petrol*, 2000, 41: 1271—1305.
- [43] Gibson S A, Thompson R N, Leonardos O H, et al. High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1995, 136: 149—165.
- [44] 徐义刚, 钟孙霖. 峨眉山大火成岩省: 地幔柱活动的证据及其熔融的条件 [J]. *地球化学*, 2001, 30(1): 1—9. XU Y G, ZHONG S L. The Emeishan large igneous province: evidence for mantle plume activity and melting conditions [J]. *Geochimica*, 2001, 30(1): 1—9.
- [45] Song X, Zhou M, Hou Z, et al. Geochemical constraints on the mantle source of the Upper Permian Emeishan continental flood basalts, southern China [J]. *Inter Geol Rev*, 2001, 43: 213—225.
- [46] Lassiter J C, Depaolo D J. Plume/lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic flood basalts: chemical and isotope constraints [A]. In: Mahoney J, ed. *Large igneous provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism* [C]. [s. l.]:

- American Geophysical Union, 1997. 335—355.
- [47] Mahoney J J, Jones W B, Frey F A, et al. Geochemical characteristics of lavas from Broken ridge, the Naturalist plateau and southernmost Kerguelen plateau: Cretaceous plateau volcanism in the southeast Indian ocean [J]. *Chem Geol*, 1995, 120: 315—345.
- [48] Lassiter J C, Depaolo D J, Mahoney J. Geochemistry of the Wrangellia flood basalt province: implications for the role of continental and oceanic lithosphere in flood basalt genesis [J]. *J Petrol*, 1995, 36: 983—1009.
- [49] Peng Z, Mahoney J J. Drilling lavas from the northwestern Deccan traps, and the evolution of Reunion hotspot mantle [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1995, 134: 169—185.
- [50] Sharma M A, Basu R, Nesternko G V. Temporal Sr-Nd- and Pb-isotopic variations in the Siberian flood basalts: implications for the plume-source characteristics [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1992, 113: 365—381.
- [51] Glazner A F, Farmer G L. Production of isotopic variability in continental basalts by cryptic crustal contamination [J]. *Science*, 1992, 255(5040): 72—74.
- [52] Menzies M A. Archaean, Proterozoic, and Phanerozoic lithospheres [A]. In: Menzies M A, ed. *Continental mantle* [C]. Oxford: Oxford Science Publications, 1990. 67—86.
- [53] Mckenzie D. Cratonic, circumcratonic and oceanic mantle domains beneath the western United States [J]. *J Geophys Res*, 1989, 94: 7899—7915.
- [54] Tatsumoto M, Basu A R, Huang W K, et al. Sr, Nd, and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of eastern China: enriched components EM I and EM II in subcontinental lithosphere [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1992, 113: 107—128.
- [55] Liu C Q, Masuda A, Xie G H. Major- and trace-element compositions of Cenozoic basalts in eastern China: petrogenesis and mantle source [J]. *Chem Geol*, 1994, 114: 19—42.
- [56] Zindler A, Hart S R. Chemical dynamics [J]. *Ann Rev Earth Planet Sci Lett*, 1986, 14: 493—571.
- [57] Wilson M. *Igneous petrogenesis* [M]. London: Unwin Hyman, 1989.
- [58] Zartman R E. Lead, strontium, and neodymium isotopic characterization of mineral deposits relative to their geologic environments [A]. *Proc 27th Int Geol Congr Moscow* [C]. Utrecht: VNUK Science Press, 1984. 12: 83—106.
- [59] Mckenzie D, Bickle M J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere [J]. *J Petrol*, 1988, 29: 53—72.
- [60] Revillon S. Geochemical study of ultramafic volcanic and plutonic rocks from Gorgona Island, Colombia: the plumbing system of an oceanic plateau [J]. *J Petrology*, 2000, 41: 1127—1153.
- [61] Hill R I. Mantle plumes and continental tectonics [J]. *Lithos*, 1993, 30: 193—206.
- [62] Hanan B 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.
- [63] Peng Z Z, Mahoney J J, Hooper P, et al. A role for lower continental crust in flood basalt genesis—Isotopic and incompatible element study of the lower six formations of the western Deccan traps [J]. *Geochim et Cosmochim Acta*, 1994, 58: 267—288.
- [64] Wilson M, Downes H. Tertiary-Quaternary extension-related alkaline magmatism in western and central Europe [J]. *J Petrol*, 1991, 32: 811—849.
- [65] Perry F V, Baldrige W S, De Paolo D J. Role of asthenosphere and lithosphere in the genesis of Late Cenozoic basaltic rocks from the Rio Grande rift and adjacent regions of the southwestern United States [J]. *J Geophys Res*, 1987, 92: 9193—9213.
- [66] Fitton J G, James D, Leeman W P. Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the western United States: compositional variation in space and time [J]. *J Geophys Res*, 1991, 96: 13693—13711.
- [67] Rogers N W, Hawkeworth C J, Ormerod D S. Late Cenozoic basaltic magmatism in the western Great basin, California and Nevada [J]. *J Geophys Res*, 1995, 100: 10287—10303.
- [68] 云南省地质矿产局. 云南省区域地质志 [M]. 北京: 地质出版社, 1990.
- Yunnan Bureau of Geology and Mineral Resources. *Regional geology of Yunnan Province* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1990.



# Sr, Nd and Pb Isotopic Characteristics of Emeishan Basalt Province and Discussion on Their Source Region

ZHANG Zhao-chong, WANG Fu-sheng

(Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

**Abstract:** Two most completely outcropped geological sections, Dadili of Yongsheng County and Shangcang of Binchuan County, Yunnan Province, are chosen for Sr, Nd and Pb isotopic geochemical study. Minor samples have the same Pb isotopic composition as C component defined by Hanan & Graham, whereas most of the samples are without C component, suggesting lithospheric materials besides mantle plume. On the diagram of Sr-Nd-Pb, they are plotted within three endmembers, EM I, EM II and DMM. This can be easily explained by different degrees mixing of mantle plume, enriched lithospheric mantle and crustal components. These data, in combination with previous trace element data, indicate that the crustal components are chiefly from lower crust. Basaltic magmas erupted during the early stages of volcanism are susceptible to more crustal contaminations as they establish pathways to the surface. The fertile lithospheric mantle may be related to metasomatism of small melt fractions enriched in Na and P, but poor in K released from mantle plume. Trachyte has the same isotopic compositions as the basalts, implying that it is generated by fractional crystallization.

**Key words:** continental flood basalt; Sr, Nd and Pb isotopes; source region; mantle plume; Emeishan.

\* \* \* \* \*

## 《地球科学——中国地质大学学报》 2003 年 第 28 卷 第 5 期 要目预告

三维地下水流中常规观测孔水位的形成机理及确定方法 .....	陈崇希等
模拟多孔介质中生物化学运输的有限颗粒法的一个修正算法 .....	曹圣山等
海潮引起的滨海地区包气带气压周期性变化的数值模拟 .....	李海龙等
水资源和环境工程中水平井研究简介 .....	詹红兵等
表面活性剂改性岩矿材料去除废水中氯代烃的实验研究 .....	胥思勤等
西北黑河额济纳盆地水资源管理研究 .....	武选民等
承压含水层井流—盖层弯曲效应的解析理论 .....	王旭升等
黑河流域中下游地区植物物种生存域研究 .....	徐恒力等
土壤对可溶性油的吸附作用及其影响因素分析 .....	郑西来等

# 东昆仑祁漫塔格山发现青海齐家文化石器

王进寿, 拜永山, 常革红, 索生飞

(青海省地质调查院, 青海西宁 810017)

2001年, 青海地调院区调一分队在开展青藏高原空白区 1:25 万库郎米其提幅区域地质调查过程中, 在东昆仑西段祁漫塔格山东沟沟口发现 2 件石器。该石器产出于祁漫塔格山北缘山前一呈残留孤丘状的全新世 II 级冲洪积扇阶地中, 热释光年龄为:  $(4.8 \pm 0.3) \text{ka}$ , 此冲洪积扇已被后期水流改造为河流阶地, 海拔 3 220 m。石器详细特征如下: 其一, 外观呈青灰色, 板状长方体, 长 28.5 cm, 宽 23 cm, 厚 2 cm。正面一侧距边缘 2 cm 处有一宽 0.4 cm、深 0.3 cm、近半圆形贯通表层的刻槽。正反两面中央部分较为光滑, 四周密布大小不等的麻点状凹坑。总观之质地较粗糙; 其二, 呈现为青灰色, 似铲性, 铲前端宽 18 cm, 铲柄长 13 cm, 厚 2.2 cm。铲柄见有粗糙断痕, 铲刃光滑。2 件石器岩性均为火山岩, 制作皆精美。从其产出组合及外观特点来判断, 两者可能为一套组合, 应共同使用(图 1)。

2 件石器经青海省社会科学院民族宗教学院谢佐教授初步鉴定, 板状石器为古时保存火种的拦隔板, 铲状石器为磨砺器, 属青海省齐家文化。齐家文化在甘肃广河齐家坪及青海北部、宁夏南部 ( $^{14}\text{C}$  年龄为  $(3.865 \pm 0.155) \text{ka} \sim (4.565 \pm 0.150) \text{ka}$ ) 均有发现, 是一段以农业为主, 畜牧和狩猎也占有重要地位的历史时期, 处于中国全新世中期大暖期 ( $8.50 \sim 3.00 \text{ka}$ )。

该石器产出位置远离青海东部农业地区, 放眼千里俱为荒漠戈壁, 其处于当时的羌人部落政权辖地。产出地毗邻柴达木盆地西南缘尕斯湖地区, 该区自然条件恶劣, 山前扇体表面多分布有流动沙丘, 不适用于农耕和放牧。东沟沟谷内为一季节性河流, 沿沟谷分布有多处断层泉, 汇集成溪, 但多不能流至沟口。本次调查在该 II 级冲洪积扇阶地热释光取样的同一位置采集一件孢粉样品, 经分析, 其中孢粉含量较少, 以草本植物花粉为主, 有蒿属、藜科、禾本科、



图 1 石器照片(左为铲状石器; 右为板状石器)

Fig. 1 Photo of stones

表 1 东沟口 II 级扇阶地中的孢粉

Table 1 Content of spore-pollen in terrace II of Donggoukou

孢子花粉总数	草本植物花粉/%				
	菊科	蒿属	藜科	禾本科	豆科
41	4.9	26.8	61.0	4.9	2.4

孢粉由地质矿产部水文地质工程地质研究所第四纪实验室张俊牌鉴定, 2002。样品编号 IP10BH II-1。

菊科、豆科(表 1)。此孢粉组合特征反映为草原—灌丛草原, 气候冷较干。这表明当时本区的环境有利于人类繁衍生息, 且可能与东部文明有了一定的接触交流。

该石器的发现和进一步的研究将对揭示青藏高原腹地人类文明变迁历史与探讨高原千年精确尺度的古气候、古环境变化具有十分重要的意义。