

扬子板块西缘泸定桥头基性杂岩体的 地球化学特征和成因

沈渭洲, 高剑峰, 徐士进, 周国庆

(南京大学地球科学系及内生金属矿床成矿作用研究国家重点实验室, 南京 210093)

摘要: 扬子板块西缘的四川泸定桥头基性杂岩体主要由辉长岩组成。辉长岩中锆石的结晶年龄为 $853 \pm 42 \text{ Ma}$, 表明它形成于新元古代早期。该岩体的主量元素显示钙碱性分异趋势; 微量元素呈现典型的岛弧环境地球化学特征, 即相对富集大离子不相容元素 (Sr, Rb, Ba), 亏损高场强元素 (Nb, Ta, P, Ti) 和 LREE 轻微富集 ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 2.07 \sim 6.77$), 配分型式略呈右倾型; Nd , I_{Sr} 和 ^{18}O 值分别为 $2.5 \sim 3.1$, $0.70262 \sim 0.70512$ 和 $1.94\text{‰} \sim 6.32\text{‰}$; 在微量元素构造环境判别图上, 它们都投影于岛弧拉斑玄武岩区域内。上述特征表明, 泸定桥头杂岩体可能是在一个相对原始的岛弧环境中形成的, 岩浆源区已受到俯冲组分影响而产生不同程度富集。

关键词: 地球化学; 同位素; 岛弧环境; 基性杂岩体; 四川泸定

中图分类号: P588.145; P595

文献标识码: A

文章编号: 1006-7493(2002)04-380-10

扬子板块西缘, 尤其是四川境内的丹巴至攀枝花一带, 基性 - 超基性岩体分布广泛, 种类繁多, 其中不少是晋宁期岩浆活动产物。在这些岩体中, 除盐边冷水箐岩体已进行过较多的岩石学、矿物学与地球化学研究^[1~7]外, 其他岩体 (如石棉岩体、米易新街岩体、泸定湾东岩体、水井湾岩体和桥头岩体等) 的研究成果极少见诸报道。而对这些岩体开展深入的地球化学研究, 对于阐明扬子板块西缘新元古代的构造演化具有十分重要的意义。本文首次报道泸定桥头基性杂岩体的地球化学和同位素资料, 以期能对该岩体的形成时代、物质来源及其成因提供重要的科学依据。

1 地质背景

桥头杂岩体位于四川泸定县红军桥西侧, 出露面积不足 0.5 km^2 , 与康定群泸定组变质岩呈构造接触^[8]。后者的岩性主要为英云闪长质混合岩、斜长角闪岩、砂板岩和硅质岩等。桥头杂岩体主要由辉长岩类 (辉长岩和少量橄榄辉长岩) 组成, 并见有少量辉石橄榄岩, 具有一定的分带现象, 即从中心至边缘依次为辉石橄榄岩、橄榄辉长岩和辉长岩。辉长岩类以辉长结构、反应边结构为主, 局部发育堆晶结构; 主要组成矿物为斜长石、辉石和角闪石, 局部含橄榄石; 副矿物主要是钛铁矿、磷灰石和锆石。其中造岩矿物的含量变化较大, 蚀变作用较强, 以 (斜) 黝帘石化和纤闪石 - 阳起石化为主。辉石橄榄岩由橄榄石、单斜辉石及少量普通角闪石及斜方辉石等组成, 以包含结构、网状结构、堆晶结构为主, 片理化较为明显, 铁矿物呈条带状分布。该类岩石蚀变作用强烈, 包括蛇纹石化、绢石化、阳起石化、绿泥石化和伊丁石化。

基金项目: 国家自然科学基金资助项目 (批准号: 49972024)

第一作者简介: 沈渭洲, 男, 1939年7月生, 教授, 同位素地球化学专业

2 样品和分析方法

供分析用的全岩样品是在对野外采集的样品经室内初步研究基础上选取的。全岩样品经破碎、淘洗、磁选和重液选,分离出锆石,然后在双目镜下选出晶形好、无裂纹的岩浆结晶锆石进行年代学研究。样品由天津地质矿产研究所同位素实验室李惠民分析;铀、铅含量采用 $^{205}\text{Pb} - ^{235}\text{U}$ 混合同位素稀释法测定^[9],同位素比值测定采用 VG-354 质谱计;全流程本底 Pb 为 0.050ng, U 为 0.002ng。主量元素由南京大学地球科学系中心实验室采用湿化学方法分析,分析精度优于 1%。微量元素、稀土元素和氧同位素组成由南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室分析。微量元素和稀土元素由 MAT Element II 型电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)测定,检测限优于 0.5×10^{-9} ,相对标准偏差优于 5%。氧同位素分析采用 BrF_5 法完成,提取的 O_2 转化成 CO_2 ,然后由 MAT-252 质谱计测定,测定精度优于 0.2‰。Sm, Nd, Rb, Sr 同位素测定由中国地质科学院地质研究所同位素实验室完成,详细分析流程已有文献叙述^[10]。同位素比值测定采用 MAT-261 固体同位素质谱计。Nd 同位素比值测定采用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 进行标准化,对 BCR-1 测定的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512643 \pm 8(2)$,对 GBW04419 测定的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512728 \pm 9(2)$;Sm, Nd 的流程空白约 $5 \times 10^{-11}\text{g}$ 。对 NBS987 测定的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710290 \pm 12(2)$,Rb, Sr 的流程空白为 $10^{-9} \sim 10^{-10}\text{g}$ 。样品的初始 Nd, Sr 同位素组成分别以 ϵ_{Nd} , I_{Sr} (或 ϵ_{Sr}) 表示。

3 结果和讨论

3.1 岩体形成时代

如表 1 所示,序号 1 锆石的三组表面年龄几乎完全一致(相差仅 3Ma),在图 1 中位于谐和线上,说明该锆石颗粒自形成以来对放射成因铅保持了完全的封闭。但序号 2 和序号 3 锆石的三组表面年龄相差明显(分别为 77Ma 和 136Ma),而且均显示出 $t_{207/206} > t_{207/235} > t_{206/238}$,反映年龄的不一致是由放射成因铅的丢失所致。如果将 3 颗锆石的 U - Pb 同位素分析结果用谐和图处理,则得上交点年龄 $853 \pm 42\text{Ma}$,下交点年龄 $288 \pm 151\text{Ma}$,MSWD 值为 0.0016 (图 1)。上交点年龄与序号 1 锆石的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄完全一致,它应最真实地代表锆石的结晶时间。下交点年龄由于谐和图上锆石数据点都十分靠近上交点,加之年龄值的误差大,因而没有确切的地质意义。本文取上交点年龄为 $853 \pm 42\text{Ma}$ 代表岩体的形成时间,由此表明该岩体是新元古代早期岩浆活动产物。

表 1 桥头基性杂岩体中锆石 U - Pb 同位素分析结果

Table 1 Zircon U-Pb isotopic compositions of the Qiaotou basic complex

序号	锆石特征	重量 ($\mu\text{g/g}$)	U ($\mu\text{g/g}$)	Pb ($\mu\text{g/g}$)	样品中普通铅重量 (ng)	同位素原子比值					表面年龄(Ma)		
						$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	浅紫红色透明短柱状自形晶	10	249	44	0.006	3677	0.3752	0.1410 (29)	1.312 (35)	0.0675 (10)	850	851	853
2	浅紫红色透明短柱状自形晶	5	465	72	0.011	1589	0.3798	0.1209 (31)	1.104 (36)	0.0662 (15)	736	755	813
3	浅紫红色透明短柱状自形晶	5	782	130	0.170	162	0.3210	0.1023 (17)	0.912 (27)	0.0647 (15)	628	658	764

注: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 已对实验空白 ($\text{Pb} = 0.050\text{ng}$, $\text{U} = 0.002\text{ng}$) 及稀释剂作了校正,其它比值中的铅同位素均为放射成因同位素,括号内的数字为 2 绝对误差,0.0686(2) 表示 $0.0686 \pm 0.0002(2)$

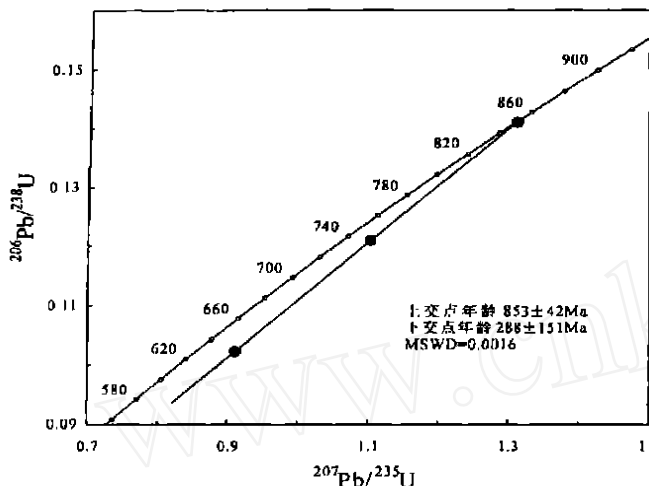


图1 桥头基性杂岩体锆石 U - Pb 谐和图

Fig. 1 Zircon U-Pb concordance diagram of the Qiaotou basic complex

3.2 主量元素

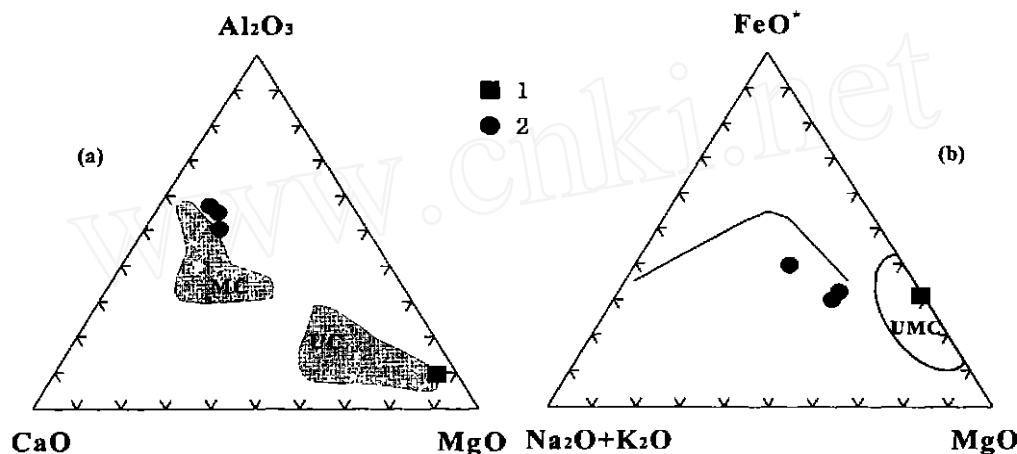
如表 2 所示,辉石橄榄岩的 MgO (34.86 %) 含量和 Mg # 值 (92.69) 较高,反映存在辉石和橄榄石的堆晶作用;在图 2 中,它投影于超镁铁质堆积岩区域内。辉长岩类以高铝 ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 21.35 \% \sim 27.52 \%$, 平均为 23.87 %) 为特征,显示原始岩浆富铝。Beard 认为^[11],这是岩浆起源于活动大陆边缘(或岛弧环境)的一个标志,因为陆壳物质为玄武岩浆富铝创造了最有利的条件。辉长岩的 TiO_2 (0.15 % ~ 0.56 %, 平均为

0.36 %) 含量和 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比值 (0.25 ~表 2 桥头杂岩体的主量元素 (w)、微量元素和稀土元素 ($\times 10^{-6}$) 分析结果Table 2 Major (w), trace and REE ($\times 10^{-6}$) compositions of the Qiaotou basic complex

样号 岩石名称	9644-H 辉石橄榄岩	9644-A 辉长岩	9644-I 辉长岩	9645 角闪辉长岩
SiO_2	40.34	47.58	45.21	49.57
TiO_2	0.20	0.56	0.15	0.36
Al_2O_3	3.92	22.23	27.52	21.35
Fe_2O_3	12.07	3.03	1.61	1.50
FeO	4.90	3.65	1.90	3.26
MnO	0.16	0.12	0.06	0.09
MgO	34.86	5.64	5.54	7.11
CaO	1.88	12.34	15.32	13.82
Na_2O	0.19	2.18	1.85	2.17
K_2O	0.08	1.90	0.50	0.41
P_2O_5	0.07	0.14	0.09	0.05
Total	99.27	99.37	99.75	99.67
Mg #	92.69	73.36	83.85	79.54
Rb	0.816	51.38	16.60	6.133
Sr	11.18	474.9	389.4	321.8
Y	3.518	22.49	3.433	9.481
Zr	8.223	53.99	11.05	27.77
Nb	0.230	3.001	0.439	0.787
Ba	10.22	400.8	144.6	114.7
Hf	0.248	1.564	0.284	0.742
Ta	0.012	0.169	0.028	0.048
Th	0.066	0.665	0.111	0.295
La	1.195	20.50	2.211	3.440
Ce	2.664	35.54	4.526	7.344
Pr	0.369	5.274	0.586	1.025
Nd	1.639	18.99	2.473	4.577
Sm	0.465	3.909	0.599	1.299
Eu	0.199	1.736	0.614	0.782
Gd	0.444	3.498	0.557	1.208
Tb	0.084	0.611	0.093	0.228
Dy	0.0590	3.268	0.566	1.584
Ho	0.129	0.709	0.122	0.345
Er	0.342	2.109	0.334	0.896
Tm	0.056	0.308	0.050	0.139
Yb	0.389	2.041	0.329	0.872
Lu	0.061	0.317	0.049	0.141
REE	8.626	98.80	13.10	23.88
L/H	3.12	6.68	5.24	3.41
(La/Yb) _N	2.07	6.77	4.53	2.66
Eu	1.32	1.41	3.20	1.88

注: $\text{Mg \#} = 100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$; 为了减少蚀变作用对岩石化学成分的影响以便于对比研究, 表中所列主量元素数据已将主要氧化物含量标准化为无挥发分无水干岩浆体系的含量

0.46) 较低, 表明没有较多的铁氧化物堆积, 即岩浆具有较低的氧逸度, 因而其源区可能与俯冲到深部的洋壳有关^[12]。辉长岩的 $Mg^\#$ 值较高 (73.36 ~ 83.85), 反映原始岩浆具原生玄武岩浆特征, 在上升过程中经历的结晶分异程度较低。在 ACM 图中, 它们的投影点紧靠镁铁质堆积岩区域分布; 在 AFM 图中, 辉长岩显示钙碱性分异趋势 (图 2)。



MC - 镁铁质堆积岩 (mafic cumulate); UC - 超镁铁质堆积岩 (ultramafic cumulate); UMC - 镁铁质 - 超镁铁质堆积岩 (mafic - ultramafic cumulate); 1 - 辉石橄揽岩 (pyroxene peridotite); 2 - 辉长岩 (gabbro)

图 2 桥头基性杂岩体的 ACM(a) 和 AFM(b) 图

Fig. 2 ACM(a) and AFM(b) diagrams of the Qiaotou basic complex

3.3 微量元素

桥头杂岩体的微量元素数据见表 2, 经 MORB 标准化的蛛网图示于图 3。由图 3 可见, 辉石橄揽岩和辉长岩的分布型式总体上很相似, 即不相容元素 (Sr, Rb, Ba) 相对富集, 高场强元素和重稀土元素相对亏损, 略呈右倾型, 显示同源岩浆成因特征; 但相对于其它相邻元素而言, Nb, Ta, P, Ti 的亏损较为明显, La/Nb 值 (4.37 ~ 6.82) 明显大于 1 (表 2)。如果说辉长岩的地球化学特征可以和喷出火山岩的对比的话, 那么上述特征体现出与板块俯冲作用有关而明显不同于 MORB 和 OIB^[13,14], 反映其地幔源区已受到从俯冲板块 (特别是沉积物) 释放出来的富 LIL 的流体和/或富 LIL 和 LREE 的硅酸盐熔体的交代作用影响。桥头杂岩体微量元素的这种分布形式与埃及 El - Aradiya 地区新元古代辉长岩^[15] 及北秦岭拉圾庙辉长岩^[12] 十分相似, 暗示桥头杂岩体可能形成于岛弧环境。

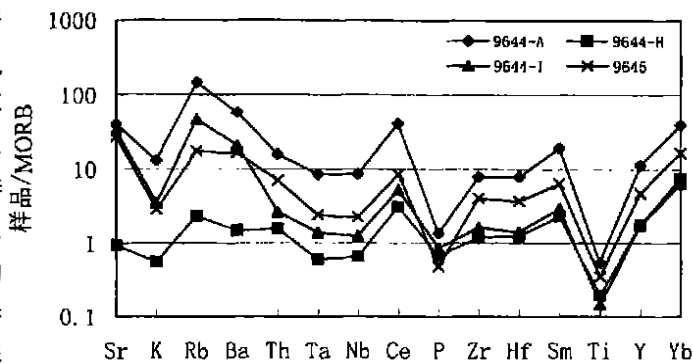


图 3 桥头基性杂岩体的微量元素蛛网图 (MORB 值据文献[16])

Fig. 3 Spider diagram of trace elements of the Qiaotou basic complex (MORB values after reference [16])

3.4 稀土元素

如表 2 所示,辉石橄榄岩的稀土总量 (8.63×10^{-6}) 高于球粒陨石值 (3.292×10^{-6})^[17] 和原始地幔值 (7.075×10^{-6})^[18], 且轻、重稀土之间的分馏不明显, $\text{LREE}/\text{HREE} = 3.12$,

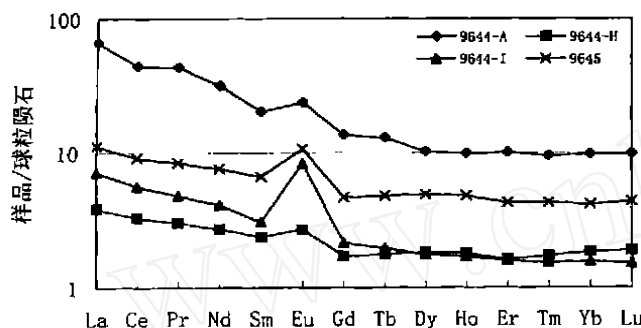


图 4 桥头基性杂岩体的稀土元素分配

模式图 (球粒陨石值据文献[17])

Fig. 4 Chondrite-normalized REE pattern of the Qiaotou basic complex (Chondrite values after reference [17])

($\text{La}/\text{Yb})_N = 2.07$, 配分模式呈 LREE 略富集型 (图 4)。铕的正异常 ($\text{Eu} = 1.32$) 暗示有斜长石的堆晶作用。辉长岩的稀土总量 ($13.11 \times 10^{-6} \sim 98.80 \times 10^{-6}$) 虽显示一定的变化, 但配分模式很相似, 都呈 LREE 略富集型 (图 4), 轻、重稀土之间的分馏相对明显, $\text{LREE}/\text{HREE} = 3.41 \sim 6.68$, ($\text{La}/\text{Yb})_N = 2.66 \sim 6.77$, 明显不同于蛇绿岩套中辉长岩显示 LREE 亏损的左倾型分布模式。铕正异常较高 ($\text{Eu} = 1.41 \sim 3.20$), 这和薄片观察到的斜长石的堆晶作用较为明显是一致的。

3.5 同位素特征

3.5.1 钕、锶同位素

在桥头杂岩体中, 辉石橄榄岩和辉长岩的 Nd 值 ($3.1 \sim 2.5$) 变化小, 但 Sr ($-12.5 \sim 23.0$) 或 I_{Sr} 值 ($0.70262 \sim 0.70512$) 变化较大 (表 3), 在 $\text{Nd} - \text{Sr}$ 图上, 数据点形成明显的水平方向排列 (图 5), 反映该岩体在形成过程中已受到海水热液蚀变作用的影响。这是因为海水具有高的锶含量 (8×10^{-6}) 和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值 (新元古代早期约为 0.708), 而钕含量低 (3×10^{-11}), 加之钕在海水中滞留时间短暂, 因而受到海水热液蚀变作用影响的岩石, 其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

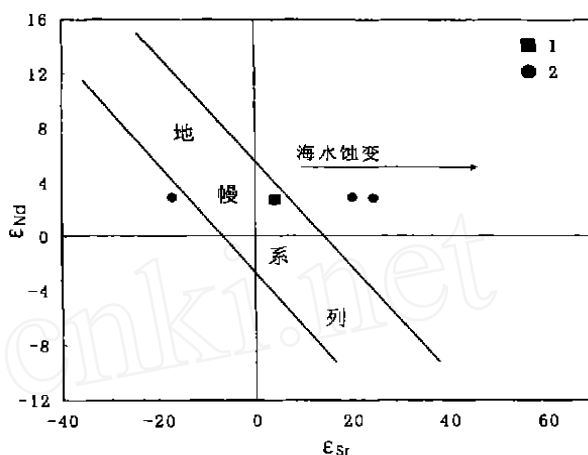
表 3 桥头基性杂岩体 Nd, Sr, O 同位素组成

Table 3 Nd, Sr and O isotopic compositions of the Qiaotou basic complex

样品号	9644 - H	9644 - I	9645	9644 - A
岩性	辉石橄榄岩	辉长岩	角闪辉长岩	辉长岩
Rb ($\times 10^{-6}$)	0.554	3.561	4.678	5.440
Sr ($\times 10^{-6}$)	1.077	424.6	310.1	480.9
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.1490	0.02429	0.04368	0.3275
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(2)$	0.706293 ± 13	0.705416 ± 10	0.705379 ± 15	0.706614 ± 12
I_{Sr}	0.70448	0.70512	0.70485	0.70262
Sr	13.9	23.0	19.2	-12.5
Sm ($\times 10^{-6}$)	0.3952	0.3919	1.102	3.578
Nd ($\times 10^{-6}$)	1.456	1.742	4.074	18.12
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.1642	0.1361	0.1636	0.1194
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(2)$	0.512607 ± 6	0.512435 ± 11	0.512614 ± 10	0.512335 ± 8
Nd	2.9	2.7	3.1	2.5
$^{18}\text{O}(\%)$	2.42	1.94	5.47	6.32

注: 辉石橄榄岩和辉长岩的初始值按 $t = 853\text{Ma}$ 计算

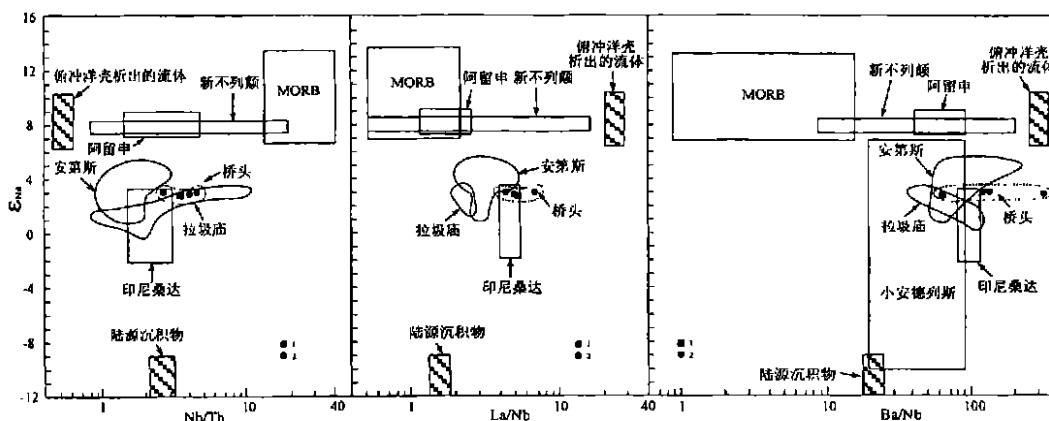
比值可发生不同程度增高而钕同位素组成则保持不变^[19]。桥头杂岩体的 ϵ_{Nd} 值 (3.1 ~ 2.5) 和 I_{Sr} 值 (0.70262 ~ 0.70512) 分别低于和高于岩体形成时的亏损地幔值 (分别为 8.1 和 0.70204), 意味着原始岩浆已发生相对富集, 这和上述微量元素特征是一致的。鉴于该岩体的 ϵ_{Nd} - $1/Nd$ ^[19]、 ϵ_{Nd} - La/Nb ^[20] 以及 SiO_2 与 Al_2O_3 、 CaO 、 MgO 等组分之间不存在相关变化, 因此原始岩浆的相对富集不是由岩浆上升过程中发生的地壳混染作用造成, 而是发生在原始岩浆形成之前或形成过程中。在李曙光等^[12]提出的 ϵ_{Nd} - Nb/Th 、 ϵ_{Nd} - Ba/Nb 和 ϵ_{Nd} - La/Nb 图中, 桥头杂岩体数据点均分布于三端员 (亏损地幔、陆源沉积物和俯冲洋壳析出流体) 之



1 - 辉石橄榄岩 (pyroxene peridotite); 2 - 辉长岩 (gabbro)

图 5 桥头基性杂岩体的 Nd-Sr 同位素组成

Fig. 5 Nd-Sr isotopic compositions of the Qiaotou basic complex



1 - 辉石橄榄岩 (pyroxene peridotite); 2 - 辉长岩 (gabbro)

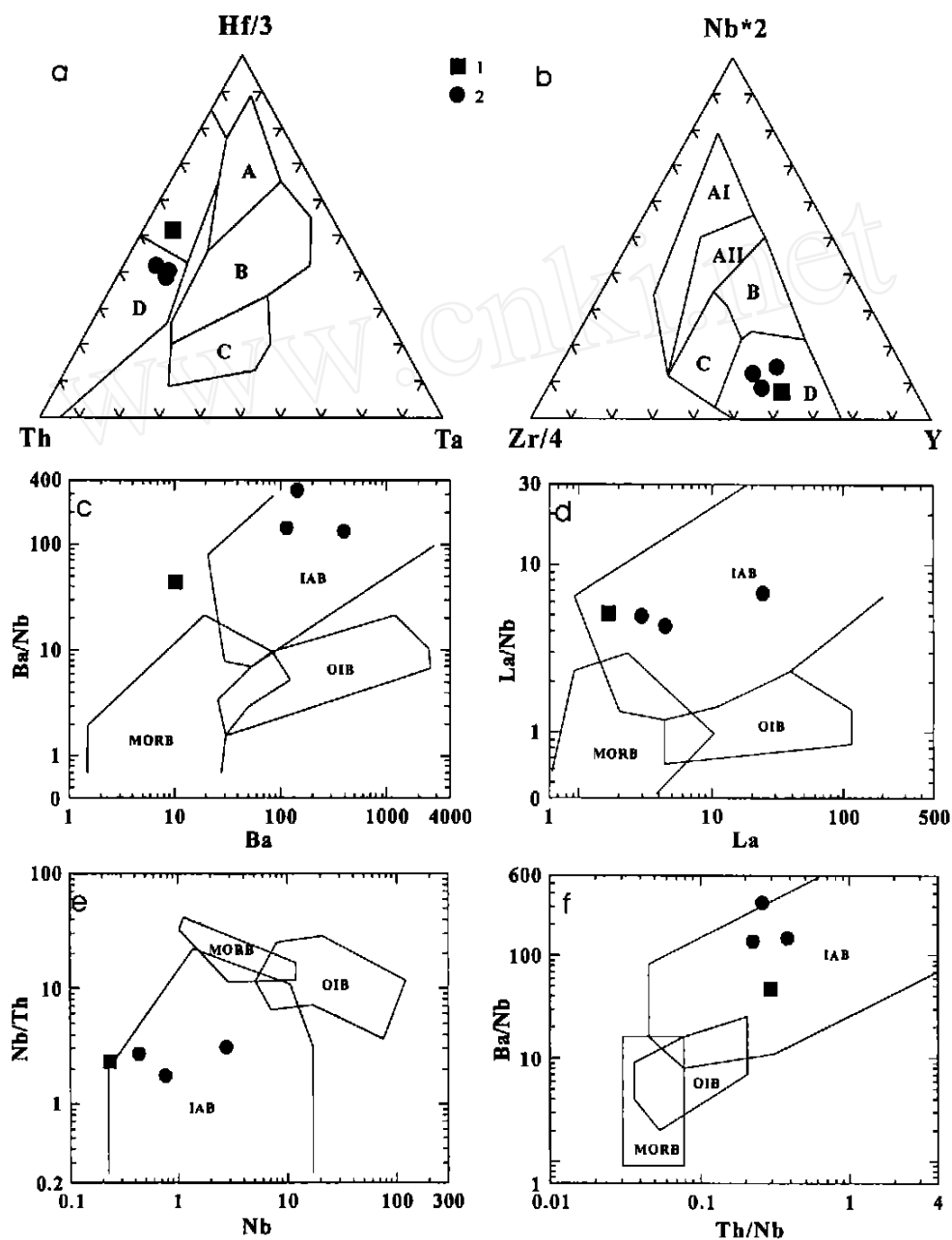
图 6 桥头基性杂岩体的 ϵ_{Nd} - Nb/Th 、 ϵ_{Nd} - Ba/Nb 和 ϵ_{Nd} - La/Nb 图 (据文献[12])

Fig. 6 ϵ_{Nd} - Nb/Th , ϵ_{Nd} - Ba/Nb and ϵ_{Nd} - La/Nb diagrams of the Qiaotou basic complex (after reference [12])

间的岛弧火山岩区域内 (图 6), 反映其源区已受到俯冲组分的影响。正是由于俯冲组分释放出的流体的交代改造才导致地幔源区不相容元素的富集。

3.5.2 氧同位素

如表 3 所示, 桥头杂岩体的氧同位素组成变化明显, ^{18}O 值为 1.9‰ ~ 6.3‰。其中辉石橄榄岩和辉长岩 (样号 9644-I) 的 ^{18}O 值分别为 2.4‰ 和 1.9‰, 明显低于 Taylor^[21] 报导的正常镁铁质 - 超镁铁质岩石的 ^{18}O 值 (5.6‰ ~ 7.6‰), 表明在岩体定位过程中或以后, 这两个样品由于受到海水热液蚀变作用影响而使 ^{18}O 发生明显亏损^[22]。另外两个辉长岩 (样号



a. Th - Ta - Hf/3 图(据文献[27]): A - 正常洋中脊玄武岩, B - 富集型洋中脊玄武岩和板内拉斑玄武岩, C - 板内碱性玄武岩, D - 岛弧拉斑玄武岩; b. Zr/4 - Y - Nb*2 图(据文献[28]): AI - 板内碱性玄武岩, AII - 板内碱性玄武岩和板内拉斑玄武岩, B - 富集型洋中脊玄武岩, C - 板内拉斑玄武岩和火山弧玄武岩, D - 富集型洋中脊玄武岩和火山弧玄武岩, C+D - 火山弧玄武岩; c. Ba - Ba/Nb 图(据文献[29]): MORB - 洋中脊玄武岩, OIB - 洋岛玄武岩, IAB - 岛弧玄武岩; d. La - La/Nb 图(据文献[29]): MORB - 洋中脊玄武岩, OIB - 洋岛玄武岩, IAB - 岛弧玄武岩; e. Nb - Nb/Th 图(据文献[29]): MORB - 洋中脊玄武岩, OIB - 洋岛玄武岩, IAB - 岛弧玄武岩; f. Th/Nb - Ba/Nb 图(据文献[29]): MORB - 洋中脊玄武岩, OIB - 洋岛玄武岩, IAB - 岛弧玄武岩; 1 - 辉石橄榄岩; 2 - 辉长岩

图 7 桥头基性杂岩体的构造环境判别图

Fig. 7 Identification diagram for tectonic settings of the Qiaotou basic complex

9644-A 和 9645) 的 ^{18}O 值 (5.5‰~6.3‰) 与 Taylor^[21] 报导的正常镁铁质 - 超镁铁质岩石的 ^{18}O 值基本一致, 反映它们代表地幔源区的同位素组成, 基本上没有受到海水热液蚀变作用的影响。

3.6 形成环境讨论

火成岩中微量元素含量与其形成的构造环境密切相关, 因此本文采用抗蚀变和变质作用强 (即活动性小) 的高场强元素和稀土元素的有关图解来判别桥头杂岩体的形成环境。

在 $\text{Th} - \text{Ta} - \text{Hf}/3$ (图 7a) 和 $\text{Zr}/4 - \text{Y} - \text{Nb} \times 2$ (图 7b) 以及 $\text{Ba} - \text{Ba}/\text{Nb}$ (图 7c), $\text{La} - \text{La}/\text{Nb}$ (图 7d), $\text{Nb} - \text{Nb}/\text{Th}$ (图 7e) 和 $\text{Th}/\text{Nb} - \text{Ba}/\text{Nb}$ (图 7f) 上, 桥头杂岩体基本上都投影于岛弧拉斑玄武岩区域内; 它们的 La/Ta 比值 (71.7~121.3) 明显大于 30, 相似于岛弧拉斑玄武岩^[23]。这些特征反映桥头杂岩体可能是岛弧岩浆活动产物。鉴于桥头杂岩体具有较低的 SiO_2 含量 (50%)、 K_2O 含量 (基本上都低于 0.5%) 和 Ce/Yb 值 (基本上都低于 14); LREE 略富集 ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 2.07 \sim 6.77$) 以及 Nd 值较高 (2.5~3.1), I_{Sr} 值较低 (0.70262~0.70512), 且变化较小, 因此, 它们可能是在一个相对原始的岛弧环境中形成, 没有或很少受到古老地壳物质的影响^[24~26]。

4 结 论

(1) 桥头杂岩体中锆石的结晶年龄为 $853 \pm 42\text{Ma}$, 它代表岩体的形成时间, 表明扬子板块西缘存在新元古代早期的基性岩浆活动。

(2) 桥头杂岩体的主量元素显示钙碱性分异趋势, 相对富集大离子不相容元素, 亏损高场强元素, 富集轻稀土, Nd 值稍高 (2.5~3.1), I_{Sr} 值稍低 (0.70262~0.70512), 在构造环境判别图上都投影于岛弧火山岩区域。这些特征表明, 桥头杂岩体可能是在相对原始的岛弧环境中形成的。由此可推测, 扬子板块西缘在新元古代早期可能处于岛弧环境。

致 谢: 周新民教授仔细阅读全文并提出许多宝贵的修改意见, 作者致以最真诚的感谢。

参考文献 (References):

- [1] 李继亮. 川西盐边群的优地槽岩石组合. 中国地质科学院院报, 1984, 第 9 号, 21-34.
Li Jiliang. Eugeosyncline rock association of Yanbian group in western Sichuan, China. Bull. Chinese Acad. Geol. Sci., 1984, 9: 21-34.
- [2] 赖明宗. 四川盐边前震旦纪蛇绿岩套的地球化学特征. 攀西地质, 1983, (1): 35-53.
Lai Mingzong. Geochemical characteristics of Presinian ophiolite suite, Yanbian county, Sichuan Province. Panxi Geology, 1983, (1): 35-53.
- [3] 潘杏南, 赵济湘, 张选阳, 等. 康滇构造与裂谷作用. 重庆: 重庆出版社, 1987.
Pan Xingnan, Zhao Jixiang, Zhang Xuanyang, et al. Tectonics and rifting in Kangdian region. Chongqing: Chongqing Publishing House, 1987.
- [4] 沈上越, 张保民, 潘兆鲁. 一个典型环状分带的基性 - 超基性岩体. 科学通报, 1989, 34 (1): 47-50.
Shen Shangyue, Zhang Baomin and Pan Zhaolu. A typical ring zoning basic-ultrabasic complex. Chinese Sciences Bulletin, 1989, 34 (1): 47-50.
- [5] 沈上越, 张保民, 袁晏明. 四川盐边基性-超基性岩体岩石学研究. 地球科学, 1986, 11 (6): 561-569.
Shen Shangyue, Zhang Baomin and Yuan Yanming. The petrological study on basic-ultrabasic complex in Yanbian, Sichuan

- Province. Earth Science—J. Wuhan Coll. Geol., **1986**, 11(6): 561-569.
- [6] 张保民, 沈上越, 束今赋. 四川盐基性-超基性岩体中角闪石矿物学研究. 矿物学报, 1989, 9(4): 364-371.
Zhang Baomin, Shen Shangyue and Shu Jinfu. A mineralogical study of hornblendes from the basic-ultrabasic complexes in Yanbian, Sichuan Province. Acta Mineralogica Sinica, **1989**, 9(4): 364-371.
- [7] 朱宗祥. 四川前寒武纪盐边群火山岩系的特征及其构造环境. 矿物岩石, 1983, 3(3): 42-51.
Zu Zongxiang. The features and tectonic environments of the volcanic rock series of Precambrian Yanbian Group in Sichuan. Minerals and Rocks, **1983**, 3(3): 42-51.
- [8] 周名魁, 刘俨然. 西昌-滇中地区地质构造特征及地史演化. 重庆: 重庆出版社, 1988.
Zhou Minkui and Liu Yanran. The geological tectonic characteristics and evolution in Xichang-Mid Yunnan region. Chongqing: Chongqing Publishing House, **1988**.
- [9] 陆松年, 李惠民. 蓟县长城系大红峪组火山岩的单颗粒锆石 U-Pb 法准确定年. 中国地质科学院院报, 1991, 22: 137-146.
Lu Songnian and Li Huimin. A precise U-Pb single zircon age determination for the volcanics of Dahongyu Formation, Changcheng System in Jixian. Bull. Chinese Acad. Geol. Sci., **1991**, 22: 137-146.
- [10] 张宗清, 刘敦一, 付国民. 北秦岭变质地层同位素年代研究. 北京: 地质出版社, 1994.
Zhang Zongqing, Liu Dunyi and Fu Guomin. Isotopic chronological study of the metamorphic strata from North Qinlin. Beijing: Geological Publishing House, **1994**.
- [11] Beard JS. Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: implication for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis. Geology, **1986**, 14: 848-851.
- [12] 李曙光, 陈移之, 张宗清, 等. 北秦岭垃圾庙辉长岩的痕量元素和 Sr, Nd 同位素地球化学. 地质学报, 1993, 67(4): 310-322.
Li Shuguang, Chen Yizhi, Zhang Zongqing, et al. Trace elements and Sr, Nd isotopic geochemistry of the Lajimiao norite-gabbro, North Qinling. Acta Geologica Sinica, **1993**, 67(4): 310-322.
- [13] Thompson RN, Morrison MA, Hentry GL, et al. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. Phil. Trans. R. Soc. London, **1984**, A310: 549-590.
- [14] Wilson M. Igneous petrogenesis. London: Allen and Unwin, **1989**.
- [15] Abu El-El. Neoproterozoic tholeiitic plutonism: petrology of gabbroic intrusions in the El-Aradya area, Eastern Desert, Egypt. J. Afri. Earth Sci., **1999**, 28: 721-741.
- [16] Bevins RE, Kokelaar BP and Dunkley PN. Petrology and geochemistry of lower to middle Ordovician igneous rocks in Wales: a volcanic arc to marginal basin transition. Proc. Geol. Assoc., **1984**, 95: 337-347.
- [17] Boynton WV. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P (ed), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, **1984**, 63-114.
- [18] McDonough W F, Sun S S, Ringwood A E, et al. K, Rb, and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle. Geochim. Cosmochim. Acta, Ross Taylor Symposium volume, **1991**.
- [19] Faure G. Principles of isotope geology. John Wiley and Sons, **1986**.
- [20] 葛文春, 李献华, 梁细荣, 等. 桂北元宝山-宝坛地区约 825Ma 镁铁-超镁铁岩的地球化学及其地质意义. 地球化学, 2001, 30(2): 123-129.
Ge Wenchun, Li Xianhua, Liang Xirong, et al. Geochemistry and geological implications of mafic-ultramafic rocks with the age of 825Ma in Yuanbaoshan-Baotan area of northern Guangxi. Geochimica, **2001**, 30(2): 123-129.
- [21] Taylor HP. The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. Contrib. Mineral. Petrol., **1968**, 19: 1-71.
- [22] Hoefs J. Stable isotope geochemistry. Springer Verlag, Berlin, **1980**.
- [23] Wood DA, Joron JL, Treuil M, et al. Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. Contrib. Mineral. Petrol., **1979**, 70: 319-339.
- [24] Hawkesworth CJ, Gallagher K, Hergt JM, et al. Mantle and slab contributions in arc magmas. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., **1993**, 21: 175-204.
- [25] Abu El-El. Geochemistry of an island-arc plutonic suite: Wadi Dabir intrusive complex, Eastern Desert, Egypt. J.

- African Earth Sci. , **1997** , 24 : 473-496.
- [26] Tklay M , Kroner A , Mezger K. Enrichment from plume intraction in the generation of Neoproterozoic are rocks in north-ern Eritrea : implications for crustal accretion in the southem Arabian-Nubian Shield. Chem. Geol. , **2002** , 184 : 167-184.
- [27] Wood D A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the na-ture of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth Planet. Sci. Lett. , **1980** , 50 : 11-30.
- [28] Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiite with the Nb-Zr-Y diagram. Chem. Geol. , **1986** , 56 : 207-218.
- [29] 李曙光. 蛇绿岩生成的 Ba - Th - Nb - La 判别图. 岩石学报, 1993 , 9(2) : 146-157.
- Li Shuguang. Ba - Th - Nb - La diagrams used to identify tectonic environment of ophiolite. Acta Petrologica Sinica , **1993** , 9(2) : 146-157.

Geochemical Characteristics and Genesis of the Qiaotou Basic Complex, Luding County, Western Yangtze Block

SHEN Wei-zhou , GAO Jiamfeng , XU Shi-jin and ZHOU Guo-qing

(Department of Earth Sciences and State Key Laboratory for Mineral

Deposits Research , Nanjing University , Nanjing 210093 , China)

Abstract : The Qiaotou basic complex , Luding county of western Yangtze Block is mainly com-posed of gabbro. Crystallination age of zircon in gabbro is $853 \pm 42\text{Ma}$, indicating its formation at the early Neoproterozoic period. This complex has calc-alkaline differential trend in major element compositions. Their trace elements show typical geochemical characteristics of island arc setting , i. e. they are relatively enriched in large ion lithophile elements (K , Rb , Ba and Th) and depleted in high field strength elements (Nb , Ta , Zr and Hf) . REE data demonstrate that they have a slight enrichment of LREE ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 2.07 \sim 6.77$) and the REE patterns are of slightly right-inclined type. Their Nd , I_{Sr} and ^{18}O values are $2.5 \sim 3.1$, $0.70262 \sim 0.70512$ and $1.94 \sim 6.32\text{‰}$, respectively. On the identification diagram of tectonic settings , they are mainly locat-ed at the range of island-arc tholeiite. Above-mentioned geochemical characteristics suggest that the Qiaotou basic complex was probably formed at the relatively primitive island-arc setting and the magma source was enriched by the subducted components in different degree.

Key words : geochemistry ; isotope ; island-arc setting ; Qiaotou basic compoex ; Sichuan Province

(收稿日期 :2002-01-03)