

文章编号: 1008-0244(2003)01-0036-06

三江中段 Dupal 同位素异常的识别及其意义

魏启荣^{1,2}, 沈上越², 莫宣学³, 路凤香²

(1. 中国科学院广州地球化学研究所, 广东 广州 510640; 2. 中国地质大学,

湖北 武汉 430074; 3. 中国地质大学, 北京 100083)

摘要:玄武岩的 Sr-Pb 同位素示踪表明, 古特提斯时期(D-T)三江中段普遍存在 Dupal 异常, 其同位素指标为: $\Delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 7$, 最高可达 34; $\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 52$, 最高可达 87; $\Delta\text{Sr} > 39$, 最高可达 79。Nd-Sr-Pb 同位素体系示踪表明, 三江中段 Dupal 异常源于 EM2 地幔源区。Dupal 异常的存在说明, 自古特提斯时期以来, 三江中段已向北发生了几千公里的漂移。

关键词: Dupal 异常; 火山岩; 古特提斯; 三江中段

中图分类号: P59 **文献标识码:** A

Dupre & Allegre^[1] 在研究印度洋洋中脊玄武岩(MORB)时发现, 该 MORB 不同于通常意义上亏损的 MORB, 而是富放射性成因铅和锶(尤其是富²⁰⁷Pb 和²⁰⁸Pb), 说明印度洋中存在 Pb、Sr 同位素组成异常的地幔。Hart^[2] 在总结全球大洋玄武岩相关资料的基础之上, 指出这种 Pb、Sr 同位素组成异常的地幔在南半球各大洋中普遍存在, 并在赤道和南纬 60° 之间构成一大致连续的巨型异常带。借用上述两位研究者姓氏的开头字母, Hart 将其命名为南半球 Dupal 同位素异常(简称 Dupal 异常)。

三江地区(金沙江、澜沧江、怒江)构造上位于古特提斯构造域东段, 冈瓦纳大陆与劳亚大陆(扬子陆块)的结合部^[3,4]; 地理上位于 22°N—35°N 之间。80 年代以来, 该区连续实施了“七五”、“八五”、“九五”攻关项目和国家自然科学基金重大项目, 从构造、沉积地层、古生态组合、火山作用、成矿作用和地球物理等方面深入研究了三江造山带, 为后来的研究奠定了坚实的基础。但直到 90 年代后期, 该区 Dupal 异常才被报道^[5], 然而限于当时同位素数据的不足, 未能给出该 Dupal 异常的边界条件, 对 Dupal 异常的成因也未能探讨, 因而这一 Dupal 异常现象的意义也未能引起足够的重视。为此, 本文在新获得的 8 组古特提斯(泥盆

纪至三叠纪)火山岩 Nd-Sr-Pb 同位素数据和该区已有的 4 件 Nd-Sr 同位素数据^[5]、5 件 Pb 同位素数据^[5,6]的基础上, 结合该区的地质情况, 拟对三江中段(三江地区 26°N—30°N 之间的地区)Dupal 同位素异常的边界条件、成因及意义进行讨论。

1 地质背景

随着地幔柱的上涌^[7,8], 三江地区地壳减薄, 最终于晚泥盆世(D₃)出现了洋壳。地幔柱上涌时其冠头各部分的热力是不均一的^[9], 加上其上覆地壳结构的不同, 从而形成了三江地区由多个刚性块体夹持的多岛洋系^[10]。多岛洋系的空间格局从东往西依次为扬子陆块—金沙江洋盆—昌都思茅微陆块—澜沧江大洋—冈瓦纳古陆。主体洋域位于澜沧江洋, 金沙江洋只是该多岛洋系的一个支洋^[11,12]。古特提斯洋在三江中段至早二叠纪早期(P₁)时发展到鼎盛, 一个有力的证据是在贡卡形成了典型的紫红色硅质岩。之后, 由于洋壳—洋壳俯冲和洋壳—陆壳的俯冲, 导致了三江中段古特提斯洋的萎缩, 并在三江地区形成了大量的弧火山岩。

金沙江洋盆的萎缩始于早二叠世晚期, 发生了向西的洋内俯冲^[3,4], 并于早二叠世晚期一晚二叠世形成了朱巴龙—羊拉—东竹林大寺洋内弧火山岩带^[3,4](图 1)。澜沧江大洋的萎缩始于早二叠世澜沧江洋壳向东俯冲于昌都微陆块之下, 于早二叠世—中三叠世形成了妥坝—盐井—阿登各—飞来寺—南佐陆缘弧火山岩带^[3,4](图 1)。随着金沙江洋盆洋内俯冲作用的不断进行, 至中

收稿日期: 2002-04-17; 修回日期: 2002-10-16

基金项目: 中国博士后科学基金; 国土资源部“九五”科技攻关项目(95-02-001-02); 国家科委“九五”科技攻关项目(96-914-01-03)

第一作者简介: 魏启荣(1964—), 男, 博士后, 从事火山岩岩石学、地球化学和无机非金属材料研究。

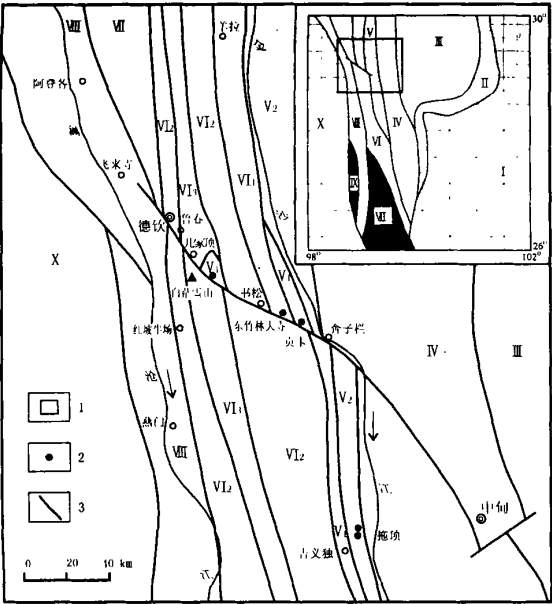


图 1 三江中段地质略图

Fig. 1. Geological sketch map of the middle part of the Sanjiang area.

1. 研究区范围;2. 采样位置;3. 断裂;I. 扬子陆块;II. 甘孜-理塘洋脊火山岩带;III. 义敦岛弧;IV. 中咱微陆块;V. 金沙江洋脊/洋岛火山岩带(V₁. 金沙江 E-型洋脊火山岩带;V₂. 金沙江洋岛火山岩带);VI. 金沙江火山弧(VI₁. 金沙江洋内弧火山岩带, VI₂. 金沙江碰撞弧火山岩带, VI₃. 金沙江滞后弧火山岩带);VII. 昌都-思茅微陆块;VIII. 妥坝-盐井-阿登各-飞来寺-南佐陆缘弧火山岩带;IX. 营盘-白济汛洋脊火山-沉积岩带;X. 冈瓦纳古陆

三叠世时,金沙江洋盆两侧的昌都微陆块与扬子陆块最终碰撞在一起而形成了碰撞弧火山岩^[3,4](图 1)。陆块碰撞之后,三江中段应力场处于压应力时期(T₂)。至晚三叠世早期,三江中段的应力场在局部地段出现了重大转折,局部地段的火

山弧由强烈挤压转为拉张^[13],结果在原碰撞弧的位置上于现今的鲁春-几家顶-红坡牛场-几该及一带形成了一个上叠的火山裂谷盆地(即“滞后弧”^[3,4])(图 1),此裂谷盆地持续时间不长,于晚三叠世晚期之前即已消亡,标志是该火山-沉积岩系之上不整合覆盖了一套石钟山组(T₃S)的磨拉石建造。

古特提斯(D-T)造山之后,三江中段又遭受了印度大陆与亚洲大陆的强烈挤压^[14],从而形成了三江地区著名的“蜂腰”地带。

2 分析测试

样品粉碎是在原地质矿产部武汉综合岩矿测试中心进行的,所有样品均是在无污染条件下粉碎至 200 目。同位素样品的化学制备和测试在中国地质大学(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超净化室和 MAT261 质谱仪上完成。样品分析全流程本底 Rb 约为 150 pg, Sr 约 11 pg, Sm 约 30 pg, Nd 约 120 pg, Pb 约 100 pg。Sr、Nd 同位素比值的质谱分馏校正分别采用⁸⁸Sr/⁸⁶Sr=8.375209 和¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.7219。标准样品及标准溶液的测定值分别为:GBW 04411⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.75985±14(2σ), NBS 987⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.71029±6(2σ);GBW04419¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0.512725±7(2σ), LaJolla¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0.511860±7(2σ);NBS 981²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb=36.731±7(2σ), ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb=15.445±3(2σ), ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=16.923±3(2σ)。分析结果列于表 1 和表 2。同时本文使用的参数还有:(⁸⁷Rb/⁸⁶Sr)_{CHUR}=0.0847^[15], (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_{CHUR}=0.7045^[15]; (¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)_{CHUR}=0.1967^[16], (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{CHUR}=0.512638^[16]。

表 1 三江中段古特提斯火山岩 Sr-Nd 同位素组成

Table 1. Sr-Nd isotopic composition of paleo-Tethys volcanic rocks in the middle part of the Sanjiang area

样品号	样品名称	采样地点	时代	Rb	Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd
LT-2	玄武岩	洛沙-拖顶	C ₁	8.4	437.2	0.0552	0.7057	6.8	30.9	0.1335	0.512544
LT-4	玄武岩	洛沙-拖顶	C ₁	13.1	648.9	0.0580	0.7059	6.1	27.4	0.1337	0.512609
LT-6	玄武岩	洛沙-拖顶	C ₂	26.0	405.6	0.1847	0.7057	5.8	26.5	0.1329	0.512628
LT-15	玄武岩	洛沙-拖顶	P	17.1	461.2	0.1066	0.7056	5.5	24.8	0.1339	0.512595
GL-2	玄武岩	贡卡	P ₁	97.1	51.3	5.4697	0.7244	4.8	18.0	0.1620	0.512726
GL-5	玄武岩	贡卡	P ₁ ²	3.7	113.1	0.0938	0.7063	2.5	8.9	0.1671	0.512975
GL-10	玄武岩	贡卡	P ₁ ²	5.5	270.6	0.0585	0.7068	2.5	7.8	0.1908	0.512948
BM-1	玄武岩	白茫雪山	P ₁	0.7	43.0	0.0444	0.7078	3.5	11.3	0.1857	0.512992

表 2 三江中段古特提斯火山岩 Pb 同位素组成及同位素特征值

Table 2. Pb isotopic composition and Sr-Nd-Pb isotopic characteristic values of paleo-Tethys volcanic rocks in the middle part of the Sanjiang area

样品号	时代	I _{Sr}	ε _{Sr(t)}	I _{Nd}	ε _{Nd(t)}	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	△ _{Sr}	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
LT-2	C ₁	0.7055	19.64	0.512247	0.91	18.439	15.685	38.609	54.7	19.52	68.92
LT-4	C ₁	0.7056	21.01	0.512311	2.17	18.221	15.622	38.380	55.7	15.58	72.38
LT-6	C ₂	0.7049	10.98	0.512367	2.25	18.390	15.557	38.475	49.1	7.25	61.45
LT-15	P	0.7052	14.61	0.512367	1.25	18.403	15.566	38.485	52.2	8.01	60.88
GL-2	P ₁	0.7041	-0.83	0.512450	2.87	18.199	15.572	38.270	41.3	10.82	64.04
GL-5	P ₁ ²	0.7060	25.38	0.512696	7.54	18.248	15.578	38.555	59.8	10.89	86.62
GL-10	P ₁ ²	0.7066	34.41	0.512636	6.24	18.215	15.589	38.316	66.2	12.35	66.71
BM-1	P ₁	0.7077	49.20	0.512706	7.24	18.110	15.584	38.200	76.8	12.99	67.80

3 Dupal 同位素异常的识别

Hart^[2]在研究全球 Pb 同位素分布时,发现南半球大洋玄武岩普遍具有异常高的△²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb、△²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 和△_{Sr} 值,即 Dupal 异常。1984 年 Hart^[2]给出的南半球 Dupal 异常的边界条件是:△²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb>3, △²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb>10, △_{Sr}>31。△²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb、△²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 和△_{Sr} 的计算公式如下:

$$\begin{aligned} \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} &= [(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}})_{\text{样品}} - 0.1084 \times \\ &(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}})_{\text{样品}} - 13.491] \times 100 \\ \frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} &= [(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}})_{\text{样品}} - 1.209 \times \\ &(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}})_{\text{样品}} - 15.627] \times 100 \\ \Delta_{\text{Sr}} &= [(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}})_{\text{样品}} - 0.7] \times 104 \end{aligned}$$

一般情况下,²³⁵U 和²³²Th 的半衰期相当长,故 Pb 同位素组成不须作时间校正。但△_{Sr},由于⁸⁷Rb 的半衰期相对较短,故对年代较老的样品则要作时间校正,以计算出 Sr 的初始值(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i,否则偏差较大;但对年代较新的样品,对 Sr 的同位素组成不须作时间上的校正,可直接应用其测试值。

1988 年, Hart^[17]在将 Dupal 异常与地幔端元作比较后,强调典型的 Dupal 异常应满足△²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb>60, (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i>0.7050(即△_{Sr}>50)的条件。

刑光福^[18]在讨论南极乔治王岛的 Dupal 异常时建议:将符合 Hart 典型 Dupal 异常条件(△²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb>60)者称为狭义 Dupal 异常,将达不到狭义 Dupal 异常条件但符合南半球 Dupal 异常条件(△²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb>3, △²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb>10)者称为广义 Dupal 异常,△_{Sr}不作为 Dupal 异常的判据。

Dupal 异常在 Pb 同位素组成上它表现为相对²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 来说具有较高的²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 和

²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 组成。在 Pb-Pb 同位素相关图上,具有 Dupal 异常的样品必定投影于零等时线右侧、北半球铅参考线(NHRL)上方的印度洋 MORB 范围内而明显偏离太平洋和大西洋 MORB 范围。图 2 显示,三江中段古特提斯玄武岩 Pb 同位素组成点全部位于 NHRL 上方、Hart 所确定的 Dupal 异常^[2, 17]范围内。

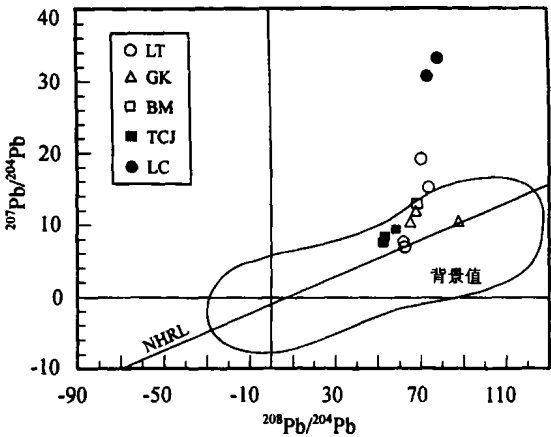


图 2 Dupal 异常判别图 (背景值引自 Hart^[2, 17])

Fig. 2. Discrimination diagram of Dupal anomaly.
LT·洛沙一拖尾; GK·贡卡; BM·白茫雪山; TCJ·铜厂街 (原始数据引自文献[5]); LC·老厂 (原始数据引自文献[6]); NHRL·北半球铅参考线

表 2 中的数据表明,三江中段古特提斯火山岩的△_{Sr} 值均大于 39, △²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 值均大于 52, △²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 值均大于 7,这完全符合 Hart 所确定的典型 Dupal 异常^[17]。说明三江中段古特提斯时期(D-T)存在与现今印度洋相一致的 Dupal 异常地幔域。暗示了三江中段古特提斯时期是位于类似现今印度洋、南大西洋及南太平洋的南半球位置。这与昌都陆块的古生物群组合特征和古地磁

的研究结果是完全相吻合的。从古生物群组合上来看,昌都陆块(单元Ⅶ的北段)有较典型的暖水型生物群^[19],表明昌都陆块在古特提斯时本身就是南半球冈瓦纳大陆的组成部分,只是古特提斯之后从冈瓦纳大陆分裂而来并向北漂移到了现在的位置。从古地磁上来看,古特提斯时期(古生代时期)冈瓦纳大陆和扬子陆块靠得很近且均位于南半球^[20,21]。因此,根据三江中段 Dupal 同位素异常的存在,可以推测自古特提斯以来,三江中段已向北发生了很大程度的漂移。

4 Dupal 异常成因探讨

Zindler & Hart^[22] 以及 Hart^[17] 根据大洋玄武岩的 Nd、Sr、Pb 等同位素组成,提出了 6 种地幔端元 (DMM、EM1、EM2、HIMU、PREMA、BSE 或 PM),并认为其中 4 种 (DMM、EM1、EM2、HIMU)是最基本的地幔端元,其它地幔端元可由这 4 种基本地幔端元不同组合而形成,即所有幔源岩石均起源于这 4 种基本地幔端元中的一种或几种的混合源区。Hart^[17]认为,4 种基本地幔端元中除 DMM 外其它 3 种主要分布于南半球。

DMM 相当于 N-MORB,以高¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd、低⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 和低²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 为特征,其同位素组成相当均一,其成因是由于岩浆不断萃取导致陆壳增生使地幔日益亏损而形成。因此,DMM 只能位于地幔最上部。HIMU 以极高的²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb、低⁸⁷Sr/⁸⁶Sr、中等¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 以及 U、Th 相对于 Pb 特别富集为特征,同位素组成也很均一。HIMU 有多种成因,如地核中 Pb 的萃取、古老的蚀变洋壳之再循环、古老陆壳再循环及地幔内部交代作用等。EM1 有相当低的²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 和最低的¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd,同位素组成的均匀性不明确,其成因的争议最大,主要有流体对地幔的交代、俯冲洋壳及随带的深海沉积物与 OIB 源区的混合、大陆岩石圈地幔底部拆沉进入软流圈地幔、以及源于核-幔边界的原始地幔等。EM2 则有最高的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 及中等的²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 和¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd,同位素组成的均匀性最差,其成因与俯冲的及再循环的大陆壳物质有关,因为大多数 EM2 地幔的同位素组成(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr>0.710,¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd<0.5120,²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=18.5—19.2)相当于上地壳或陆源沉积物。

因此,从 4 种基本地幔端元的同位素组成上来看,Dupal 异常不可能直接形成于 DMM 和 HIMU 型地幔,但可能与 EM1 或 EM2 型地幔有成

因关系。

古特提斯多岛洋系在三江中段表现为金沙江洋盆、澜沧江大洋及其间夹持的刚性块体。金沙江洋盆火山岩包括 E 型洋脊火山岩 (E-MORB)^[3] 和洋岛火山岩 (OIB)^[3]。E-MORB 主要分布在贡卡及白茫雪山等地(图 1),OIB 以洛沙一拖顶火山岩(图 1)为代表。澜沧江大洋火山岩以铜厂街^[5] OIB 和老厂^[6] MORB 为代表。

金沙江 E-MORB 的 $I_{Sr}=0.7041\sim0.7077$, $\epsilon_{Nd}(t)=+2.87\sim+7.54$, 显示其火山岩源区为一种弱亏损-亏损地幔^[22],与南太平洋及印度洋 MORB 地幔源区的 Sr-Nd 同位素组成相似^[23~25]。洛沙一拖顶 OIB 的 $I_{Sr}=0.7049\sim0.7056$, $\epsilon_{Nd}(t)=+0.91\sim+2.25$ 。与印度洋 Kerguelen 洋岛玄武岩的 Sr-Nd 同位素组成相近^[23,26],反映该火山岩源区近似一种原始至弱亏损地幔^[22]。澜沧江 OIB^[5]的 $I_{Sr}=0.7039\sim0.7079$, $\epsilon_{Nd}(t)=-0.96\sim+5.41$ 。说明其火山岩源区相当于一种原始-弱亏损的地幔物质^[22]。上述同位素组成特征在图 3 中能得到直观的反映。

图 4 显示,三江中段古特提斯火山岩的地幔源区明显与 EM2 地幔端元有关,这说明三江中段古特提斯的 Dupal 异常是起因于 EM2 地幔。

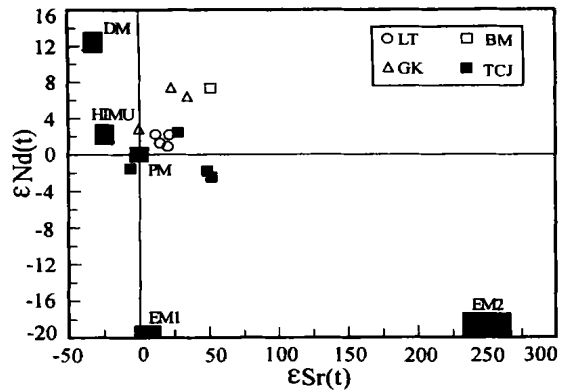


图 3 Sr-Nd 同位素相关图
Fig. 3. Sr-Nd isotope correlation diagram.
FDM. 亏损地幔; HIMU. 高(地幔); PM. 原始地幔;
EM1. 富集地幔 1; EM2. 富集地幔 2

对 Dupal 异常的成因有多种认识,如 Dupre and Allegre 的洋壳或沉积物再循环进入地幔说,McKenzie and O'Noins 的古老不亏损陆下岩石圈说,Allegre and Turcotte 的沉积物再循环和大陆岩石圈拆沉说,Hart 的长期稳定的古老地幔说及核/幔边界层成因说,Hamelin 的持续数十亿年的上地

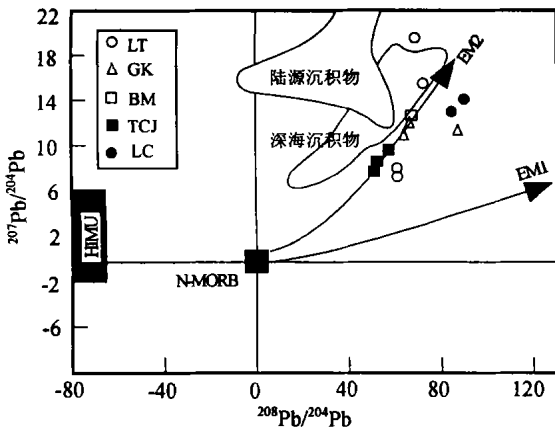


图 4 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 相关图

Fig. 4. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ correlation diagram.
HIMU. 高(地幔); N-MORB N-型洋中脊玄武岩的地幔;
EM1. 富集地幔 1; EM2 富集地幔 2

幔多次部分熔融引起的 U-Th 分馏或 OIB 源区对 MORB 源区的混染成因说等等。对于三江中段古特提斯洋幔域存在的 Dupal 异常, 其洋壳或沉积

物再循环进入地幔说也许更符合该区的地质演化历史, 这与该区 EM2 的成因也是相吻合的。

5 结论

- (1) 三江中段古特提斯洋幔存在 Dupal 异常, 其边界条件为 $\Delta 7/4 > 7$ 、 $\Delta 8/4 > 52$ 以及 $\Delta \text{Sr} > 39$ 。
- (2) 三江中段古特提斯洋幔域的 Dupal 异常源于该区的 EM2 地幔源区, 是由于古特提斯之前的洋壳或沉积物再循环进入之前的古老地幔所致。
- (3) 三江中段古特提斯洋幔域 Dupal 异常的存在, 暗示古特提斯时期三江中段的地理位置可能位于当时的南半球, 进而推测自古特提斯之后, 三江地区已向北发生了几千公里的漂移。

致谢: 在本文的写作过程中, 朱炳泉研究员和王江海研究员提出了宝贵的意见和建议, 在此特表示感谢。

参 考 文 献

[1] Dupre B, Allegre C J. Pb-Sr isotopic variation in Indian ocean basalts and mixing phenomena[J]. *Nature*, 1983, 303: 142~146.

[2] Hart S R. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle[J]. *Nature*, 1984, 309: 753~757.

[3] 莫宣学, 路凤香, 沈上越, 等. 三江特提斯火山作用与成矿[M]. 北京: 地质出版社, 1993. 7~177.

[4] 李兴振, 刘文均, 王义昭, 等. 西南三江地区特提斯构造演化与成矿(总论)[M]. 北京: 地质出版社, 1999. 23~167.

[5] 钟大赉. 滇川西部古特提斯造山带[M]. 北京: 科学出版社, 1998. 56~170.

[6] 叶庆同, 胡云中, 杨岳清, 等. 三江地区区域地球化学背景和金银铅锌成矿作用[M]. 北京: 地质出版社, 1992. 171~238.

[7] 侯增谦, 莫宣学, 朱勤文, 等. “三江”古特提斯地幔热柱-洋岛玄武岩证据[J]. 地球学报, 1996, 17(4): 343~361.

[8] 侯增谦, 莫宣学, 朱勤文, 等. “三江”古特提斯地幔热柱-洋中脊玄武岩证据[J]. 地球学报, 1996, 17(4): 362~375.

[9] Maruyamas. Plume tectonics[J]. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 1994, 100(1): 24~29.

[10] 殷鸿福, 吴顺宝, 杜远生, 等. 华南是特提斯多岛洋体系的一部分[J]. 地球科学, 1999, 24(1): 1~12.

[11] 张旗, 周德进, 赵大升, 等. 滇西古特提斯造山带的威尔逊旋回: 岩浆活动记录和深部过程讨论[J]. 岩石学报, 1996, 12(1): 17~28.

[12] 钟大赉, 丁林. 从三江及邻区特提斯带演化讨论冈瓦纳大陆离散与亚洲大陆增生: 亚洲的增生[M]. 北京: 地震出版社, 1993. 5~8.

[13] 王立全, 潘桂棠, 李定谋, 等. 金沙江弧-盆系时空结构及地史演化[J]. 地质学报, 1999, 73(3): 206~218.

[14] 钟大赉, 丁林, 刘福田, 等. 造山带岩石层多向层架构造及其对新生代岩浆活动制约—以三江及邻区为例[J]. 中国科学(D), 2000, 30(增刊): 1~8.

[15] DePaolo D J. Crustal growth and mantle evolution: inferences from models of element transport and Nd and Sr isotopes[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1980, 44: 1 185~1 196.

[16] Jacobsen S B, Wasserburg G J. Sm-Nd evolution of chondrites[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1980, 50: 139~155.

[17] Hart S R. Heterogeneous mantle domains: Signatures, genesis and mixing chronologies[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, 90: 273~296.

[18] 刑光福, 沈渭洲, 王德滋, 等. 南极乔治王岛中-新生代岩浆岩 Sr-Nd-Pb 同位素组成及源区特征[J]. 岩石学报, 1997,

- 13(4); 473~487.
- [19] 罗建宁, 张正贵. 三江特提斯沉积地质与成矿[M]. 北京: 地质出版社, 1992. 31~78.
- [20] 朱炳泉. 地球化学省与地球化学急变带[M]. 北京: 科学出版社, 2001. 91~100.
- [21] 张惠民, 张汶治, 王官福. 古地磁研究[A]. 见: 金文山, 孙大中. 华南大陆深部地壳结构及其演化[M]. 北京: 地质出版社, 1994. 111~133.
- [22] Zindler A, Hart S R. Chemical geodynamics[J]. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1986, 14: 493~571.
- [23] White W M, Hofmann A W. Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution[J]. *Nature*, 1982, 296(29): 821~825.
- [24] Mahoney J J, Frei R, Tejada M L G, *et al.* Tracing the Indian ocean mantle domain through time: isotopic results from old west Indian, east Tethyan, and south Pacific seafloor[J]. *J. Petrol.*, 1998, 39(7): 1 285~1 360.
- [25] Weis D, Frey F A, Saunders A, *et al.* Ninetyeast ridge (Indian ocean): a 5 000 km record of a Dupal mantle plume[J]. *Geology*, 1991, 19: 99~102.
- [26] Hofmann A W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism[J]. *Nature*, 1997, 385(16): 219~229.

RECOGNITION AND SIGNIFICANCE OF DUPAL ISOTOPE ANOMALY IN THE MIDDLE PART OF SANJIANG AREA

Wei Qirong^{1,2}, Shen Shangyue², Mo Xuanxue³, Lu Fengxiang²

(1. Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640;

2. China University of Geosciences, Wuhan 430074; 3. China University of Geosciences, Beijing 100083)

Abstract

Sr-Nd isotopic tracing shows that there widely exists Dupal anomaly in the middle part of Sanjiang, with the isotope ratios being $\triangle^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 7$, higher than 34, $\triangle^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 52$, higher than 87, and $\triangle\text{Sr} > 39$, higher than 79, in the paleo-Tethyan period (D-T). Meanwhile, Nd-Sr-Pb isotopic characteristics also suggest the Dupal anomaly resulted from EM2. The Dupal anomaly in the middle part of Sanjiang indicates, therefore, it has shifted northwards for several thousands of kilometers since the paleo-Tethyan period.

Key words: Dupal anomaly; volcanic rock; paleo-Tethys; middle part of Sanjiang