

文章编号:1008-0244(2003)04-0029-06

黔西地区峨眉山玄武岩(东岩区) 铂族元素地球化学特征

李晓敏^{1,2}, 郝立波², 甘树才², 来雅文²

(1. 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放研究实验室, 贵州 贵阳, 550002; 2. 吉林大学, 长春 130061)

摘要:利用同位素稀释-等离子体质谱(ICP-MS)方法测定了黔西水城、威宁等地的东岩区峨眉山玄武岩的铂族元素含量。结果表明,相对于原始地幔,东岩区峨眉山玄武岩的铂族元素发生了较强的分异作用,Os、Ir、Ru、Rh亏损,Pd、Pt则发生富集,相对配分模式为Pd-Pt富集型;经球粒陨石及原始地幔标准化的铂族元素配分模式为向左陡倾斜型,具有陡的正斜率,Pd/Ir显著高于原始地幔、球粒陨石、原始上地幔等,而与地幔低度熔融形成的N-MORB、大陆拉斑玄武岩等接近,表明峨眉山玄武岩的物质来源为上地幔熔融程度偏低的玄武岩浆。

关键词:峨眉山玄武岩;铂族元素;配分模式;分异作用

中图分类号:P595 **文献标识码:**A

关于峨眉山玄武岩元素地球化学方面的研究,前人已作了很多工作^[1-24]。但有关其铂族元素地球化学特征的研究却很薄弱,仅张成江等在东岩区的峨眉山(清音电站剖面,东岩区)及新街(中岩区南段)等地做了一些工作^[25,26]。就整体情况来看,不仅我国,包括世界范围内,除铂族矿床的铂族元素地球化学研究的进展很快,而对其它地质体或岩石类型铂族元素的研究则不是很多。因此,对于作为峨眉山大火成岩省的主体、典型大陆溢流玄武岩的峨眉山玄武岩,探索其铂族元素的地球化学特征不仅对在该地区寻找铂族矿床起重要作用,而且对于峨眉山玄武岩的岩石地球化学、大地构造学等方面的深入研究都具有深远的意义。本文样品采自张云湘等^[19]所划分为东、中、西三个岩区的东岩区(黔西的水城、威宁地区)及中岩区的四川会理。

1 峨眉山玄武岩铂族元素丰度

本文选取20件有代表性的玄武岩样品,采用Na₂O₂碱熔分解试样,Te共沉淀富集,同位素稀释

-等离子体质谱(ICP-MS)方法进行测试(中国科学院地球化学研究所资源环境测试分析中心,测试者:漆亮),分析结果见表1^[27],同时也给出了标样的分析精度,从中可见,该法对于铂族元素及金的测定具有非常好的效果。两个推荐样品的分析误差最大为21.24%,最小仅为0.56%,总体上测试的质量完全符合分析精度要求。张成江等在靠近中岩区北段的峨眉山清音电站剖面对14件玄武岩样品进行了镍铀试金预处理中子活化分析(中国科学院高能物理研究所核分析开放实验室,分析者:李晓林),分析结果见表2^[25],检出限为:Pt为1ng/g, Pd为2ng/g, Ir为0.001ng/g, Os为0.1ng/g, Ru为0.2ng/g, Rh为0.1ng/g。

由表1、2可知,东岩区峨眉山玄武岩的铂族元素含量变化还是很稳定的。黔西水城、威宁的峨眉山玄武岩PGE的含量变化顺序为Pt > Pd > Ru > Ir > Rh;而清音电站剖面(靠近中岩区北段)的峨眉山玄武岩PGE的含量变化顺序为Pt > Pd > Ru > Os > Rh > Ir,与前者相比,在变化趋势上表现为Ir含量下降,而Rh含量上升。与原始上地幔的PGE丰度变化趋势(Pt > Ru > Pd > Os > Ir > Rh)^[28]也不尽相同。总体上,东岩区玄武岩的Pt、Pd一般高于原始地幔及原始上地幔值,表现为富集,并且Pt含量一般大于Pd;而Os、Ir、Ru、Rh则明显低于原始地幔及原始上地幔值,表现为亏损,说明在地幔熔融形成玄武岩的过程中,铂族

收稿日期:2003-02-20;修回日期:2003-04-23

基金项目:国家重点基础研究发展规划项目(G1999043212; G1999043200)

第一作者简介:李晓敏(1967—),博士,主要从事矿物学、矿床地球化学专业的教学、科研工作。

表1 黔西及四川会理峨眉山玄武岩铂族元素及金分析结果($\times 10^{-9}$)

Table 1. PGE and Au contents of the Emeishan basalts in western Guizhou and Huili, Sichuan ($\times 10^{-9}$)

样品号	岩石名称	采样位置	Ru	Pd	Ir	Pt	Rh	Au	Pd/Pt	Pd/Ir	(Pt + Pd)/(Ru + Rh + Ir)
UTM-1 推荐值			10.90	106.00	8.80	128.00	9.50	48.00			
UTM-1 测定值			13.11	106.59	9.44	133.12	8.94	37.95			
偏差(%)			20.28	0.56	7.27	4.00	-5.89	-20.94			
UPR-1 推荐值			22.00	235.00	13.50	285.00	13.40	42.00			
UPR-1 测定值			24.41	214.84	14.49	257.67	11.76	50.92			
偏差(%)			10.95	-8.58	7.33	-9.59	-12.24	21.24			
SP-2001	玄武岩	东岩区水城	1.66	14.16	0.95	6.19	0.40	7.18	2.29	14.91	2.372
SP-2006	玄武岩	东岩区水城	1.57	10.68	1.61	6.38	0.58	8.47	1.67	6.63	2.125
SP-2010	玄武岩	东岩区水城	2.24	4.36	2.17	14.40	0.29	6.21	0.30	2.01	3.526
SP-2013	玄武岩	东岩区水城	2.12	10.76	1.85	13.39	0.38	10.50	0.80	5.82	3.503
SP-2014	玄武岩	东岩区水城	1.47	13.26	0.83	14.19	0.56	6.64	0.93	15.98	5.252
SP-2019	玄武岩	东岩区水城	1.21	13.38	1.13	14.12	0.50	6.95	0.95	11.84	5.370
SP-2027	玄武岩	东岩区水城	1.44	4.95	0.96	9.06	0.25	2.49	0.55	5.16	3.781
SP-2031	玄武岩	东岩区水城	1.79	4.42	1.17	13.01	0.34	9.91	0.34	3.78	4.297
SP-2034	玄武岩	东岩区水城	2.08	4.72	0.71	12.23	0.20	4.88	0.39	6.65	4.328
SP-2037	玄武岩	东岩区水城	2.33	7.17	0.71	17.52	0.44	6.01	0.41	10.10	5.239
SP-2041	玄武岩	东岩区水城	1.61	2.40	0.56	3.89	0.14	4.03	0.62	4.29	1.926
SP-2042	玄武岩	东岩区水城	2.42	8.93	2.13	7.38	0.37	6.89	1.21	4.19	1.933
SP-2046	玄武岩	东岩区水城	1.37	2.42	0.51	6.00	0.16	3.25	0.40	4.75	3.191
SP-2054	玄武岩	东岩区水城	0.98	4.23	1.20	9.24	0.15	3.24	0.46	3.53	4.481
SP-2057	玄武岩	东岩区水城	1.38	10.09	0.86	14.85	0.31	5.95	0.68	11.73	6.161
平均值		水城	1.71	7.73	1.16	10.80	0.34	6.17	0.72	6.68	3.726
SY3J	玄武岩	东岩区威宁	0.83	13.71	0.74	13.20	0.55	7.86	1.04	18.53	6.575
SY5J	玄武岩	东岩区威宁	1.35	2.93	0.98	9.98	1.40	3.99	0.29	2.99	2.938
SY8J	玄武岩	东岩区威宁	1.27	5.58	0.65	12.59	0.44	5.50	0.44	8.58	5.610
SY10J	玄武岩	东岩区威宁	1.30	23.80	0.74	11.02	0.25	27.86	2.16	32.16	5.135
平均值		威宁	1.19	11.50	0.78	11.70	0.66	11.30	0.98	14.80	4.752
PD-2	玄武岩	中岩区会理	1.30	0.84	0.91	6.17	0.12	2.17	0.14	0.92	3.039
原始上地幔平均值 ^[24]			4.2	5	3.3	6.80	1	0.75	0.74	1.52	1.388
球粒陨石平均值 ^[29]			690	545	540	1020	200	152	0.53	1.01	1.094
原始地幔平均值 ^[30]			4.3	3.9	3.2	8.7	1.7	1.3	0.45	1.22	1.293

表2 峨眉山清音电站峨眉山玄武岩铂族元素及金的分析结果($\times 10^{-9}$)

Table 2. PGE and Au contents of the Emeishan basalts in the Qingyindianzhan section ($\times 10^{-9}$)

样品号	岩石名称	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	Pd/Pt	Pd/Ir	(Pt + Pd)/(Ir + Ru + Rh)
QR1	少杏仁斜斑玄武岩	0.82	0.1320	1.00	0.53	7.40	4.68	1.45	0.63	35.45	7.268
QR4	少杏仁无斑玄武岩	0.45	0.1040	0.49	0.15	10.40	6.32	1.10	0.61	60.77	22.473
QR7	无斑玄武岩	0.54	0.0743	0.22	0.33	7.94	5.00	1.42	0.63	67.29	20.727
QR10	杏仁状少斑玄武岩	0.30	0.9900	0.30	0.17	9.60	5.88	1.42	0.61	5.94	10.603
QR13	少杏仁无斑玄武岩	0.30	0.0852	0.38	0.25	7.90	6.88	0.84	0.87	80.75	20.666
QR17	无斑玄武岩	0.30	0.0834	0.56	0.33	9.20	7.41	2.02	0.81	88.85	17.064
QR19	少杏仁无斑玄武岩	0.15	0.0500	1.00	0.25	7.40	5.74	1.48	0.78	114.80	10.108
QR21	无斑玄武岩	0.59	0.0641	0.36	0.40	6.00	6.39	4.90	1.07	99.69	15.035
QR26	含杏仁无斑玄武岩	0.57	0.0950	0.30	0.18	10.00	7.04	1.07	0.70	74.11	29.635
QR28	少杏仁斜斑玄武岩	0.20	0.0412	0.21	0.18	7.72	4.88	1.60	0.63	118.45	29.221
QR30	少杏仁斜斑玄武岩	0.15	0.0370	0.26	0.22	7.46	4.38	2.20	0.59	118.38	22.901
QR34	斜斑玄武岩	0.15	0.0424	0.53	0.14	5.60	4.14	1.00	0.74	97.64	13.672
QR36	少杏仁斜斑玄武岩	0.30	0.0400	0.54	0.18	5.17	3.20	0.83	0.62	80.00	11.013
JR02	斜斑玄武岩	0.63	0.0300	0.85	0.20	6.70	4.77	1.35	0.71	159.00	10.620
平均值(清音电站, 14个)		0.39	0.0698	0.49	0.25	7.71	5.48	1.62	0.71	78.51	16.288
X101-32	玄武岩(新街)(中岩区)	0.43	0.38	0.14		9.70	10.60	2.63	1.09	27.89	

注:据张成江^[25]。

元素已发生了明显的分异。

由于 Pd、Pt 与 Os、Ir、Ru、Rh 等在岩浆作用过程中地球化学行为的明显差异, Pd/Ir、(Pd + Pt)/(Os + Ir + Ru) 等的比值具有较重要的岩浆成因意义。清音电站剖面的玄武岩的 (Pd + Pt)/(Os + Ir + Ru) 值为 6.19 ~ 27.93, 平均值为 13.96, 明显高于原始上地幔(1.08); (Pd + Pt)/(Ir + Ru + Rh) 值为 7.268 ~ 29.635, 平均值为 16.288, 明显高于球粒陨石(1.94)和原始地幔(1.293)^[25]。水城—威宁地区玄武岩(Os 未测)的 (Pd + Pt)/(Ir + Ru + Rh) 值为 1.926 ~ 6.575, 平均值为 4.092, 虽高于球粒陨石(1.094)和原始地幔(1.293), 但却明显低于清音电站剖面玄武岩的平均值。

清音电站剖面玄武岩的 Pd/Ir 值在 35.45 ~ 159.00 间(QR10 为 5.94), 平均值为 78.51, 而水城、威宁地区玄武岩 Pd/Ir 值在 2.01 ~ 32.16 间, 平均值为 9.14, 明显低于前者, 但整体上, 东岩区峨眉山玄武岩的 Pd/Ir 值却远大于原始地幔值(1.22)、球粒陨石值(1.01)和原始上地幔值(1.52)、地幔捕掳体值(1.08), 也大于地幔高度熔融形成的科马提岩的值(3.98), 而与地幔低度熔融形成的 N-MORB(40)^[31]、大陆拉斑玄武岩(120)等较接近^[25]。

Pd/Ir 比值的变化可反映地幔的熔融程度, Pd/Ir 比值越小, 熔融程度越大^[32]。峨眉山玄武岩的 Pd/Ir 比值较大, 暗示其物质来源于上地幔熔融程度偏低的玄武岩浆, 而汪云亮等^[13]认为峨眉山玄武岩的原始岩浆为上地幔 10% ~ 17% 的部分熔融形成, 由铂族元素分异状况所得出的判定与之相吻合。

同时, Pd/Ir 比值的变化也可反映岩浆形成时的氧逸度, Ir 负异常是由于低的氧逸度下 Ir 保持在地幔深处而造成的^[33-36]。峨眉山玄武岩的 Pd/Ir 比值较大, 表明其形成时具有相对较低的氧逸度环境。据徐义刚等^[37]的最新研究, 在贵州境内发现了低氧逸度条件下形成的具 Fenner 分异趋势的富 Fe 贫 Si 岩浆, 这两者的判断是一致的。

有关中岩区玄武岩的铂族元素分析很少, 只有四川会理(PD-2)和新街(X101-32)两件样品。PD-2 的铂族元素含量变化顺序为 Pt > Ru > Ir > Pd > Rh, 总体含量较低, 尤其 Pd 明显低于东岩区, Pd/Pt 值为 0.14, Pd/Ir 值为 0.92; X101-32 采自新街岩体的底板^[22], 其铂族元素含量变化总体含量

较低, 呈显著富 Pt、Pd, 而贫 Os、Ir、Ru, 表现出明显的铂族元素分异作用, Pd/Pt 值为 1.09, Pd/Ir 值为 27.89。由于样品较少, 不能依其特征来推断整个中岩区的玄武岩铂族元素地球化学特征, 只能对两个样品的铂族元素的分布特征作一般性描述。

2 峨眉山玄武岩铂族元素配分模式

铂族元素作为一组特殊的相对惰性的化学元素, 由于其对母体的继承性及特殊共性和分馏效应, 像稀土元素一样已被视为比较有效的地球化学示踪元素之一, 其配分模式具有重要的成因意义^[38]。

2.1 铂族元素的相对配分模式

铂族元素的相对配分模式主要有三种类型: Ru-Pt 型(代表地幔和地核组成的球粒陨石及铁陨石常具此模式, Os、Ru、Ir 等难熔金属与熔点较低的 Pt、Pd 都有大体相等的含量, 表现为大致等高的 Ru 和 Pt 的两个峰)、Ru-Os 型(镁质超基性岩中 PGE 大多是以难熔的 Os、Ru、Ir 占优势, 而 Pt、Pd 所占比例显著降低, 一般形成 Os、Ru 的高峰, 而 Pt 峰微弱或消失)及 Pt-Pd 型(铁质超基性岩一般为 Pt、Pd >> Os、Ir、Ru、Rh, 表现出较显著的 Pt、Pd 高峰。表明这类岩体多由玄武质岩浆形成, 因而铂族元素以熔点较低的 Pt、Pd 占优势)^[39]。东岩区峨眉山玄武岩的铂族元素相对配分模式基本相似, 均为 Pt-Pd 富集型。清音电站剖面玄武岩的铂族元素相对配分模式与新街层状岩体(其顶、底板均为峨眉山玄武岩)相似, 同时与 Bushveld、Sudbury 等铁质超镁铁岩类似, 而明显不同于 Ru-Os 富集型的镁质超镁铁岩和 Ru-Pt 富集型的球粒陨石或原始上地幔^[25]; 虽然水城—威宁地区玄武岩的 Os 未测, 但其分异趋势也明显地表现为 Pt-Pd 富集型。

2.2 铂族元素配分模式

铂族元素 PGE 及 Au 都具有很强的亲铁性及相近的化学性质, 故常将它们放在一起讨论。把经过球粒陨石标准化的 PGE 按熔点递减顺序(Os、Ir、Ru、Rh、Pt、Pd、Au)排列作图可以得到一条光滑曲线, 即 PGE 配分模式^[40]。PGE 配分模式图中元素的排列顺序不同于元素周期表的排列顺序, 根据元素间的密切程度可以把 PGE 划分为两组: Ir 组(IPGE)—Os、Ir、Ru 和 Pd 组(PPGE)—Rh、Pt、Pd、Au^[31]。由于对 PGE 含量很低的岩石样品

来讲, Au、Pd 和 Ir 一般可测出, 因此常用 Pd/ Ir 比值来确定球粒陨石标准化后的 PGE 模式图的斜率^[41]。

铂族元素配分模式大体可分为两类: 一类为近于水平的平坦型, 表明铂族元素基本没有发生分异作用, 一般原始地幔、地幔捕掳体、科马提岩、阿尔卑斯型橄榄岩等属于此类型; 另一类为向左陡倾斜的曲线, 洋中脊玄武岩、大陆拉斑玄武岩、低钛熔岩及铁质超镁铁岩侵入体等属于此类^[40,41]。

图 1 为经原始地幔标准化的峨眉山玄武岩铂族元素配分模式图。东岩区峨眉山玄武岩的铂族元素配分模式属于向左陡倾斜型, 具有陡的正斜率。清音电站剖面玄武岩的 IPGE 组元素表现为

强亏损, 与一般大陆拉斑玄武岩及洋中脊玄武岩在铂族元素的分异趋势^[32]基本相同; Ir 的强烈亏损是清音电站剖面玄武岩铂族元素分布的一个显著特征, 在配分模式曲线上表现为一个很大的凹谷 (QR10 除外), 这与中国东部汉诺坝新生代大陆碱性玄武岩的配分模式十分相似^[41]; 同时, 部分样品还表现出 Rh 的弱负异常 (在配分模式曲线上为一较浅的凹谷)。水城、威宁地区峨眉山玄武岩的铂族元素配分模式与清音电站剖面玄武岩基本相似, 表现为 IPGE 组元素亏损, 但该地区玄武岩中的 Ir 并没有规律较强的负异常, 反而是 Rh 的负异常相对更为明显, 这与低度熔融形成的玄武岩通常都具有明显的 Ir 负异常是有明显区别的, 也是今后工作中要着重研究的。

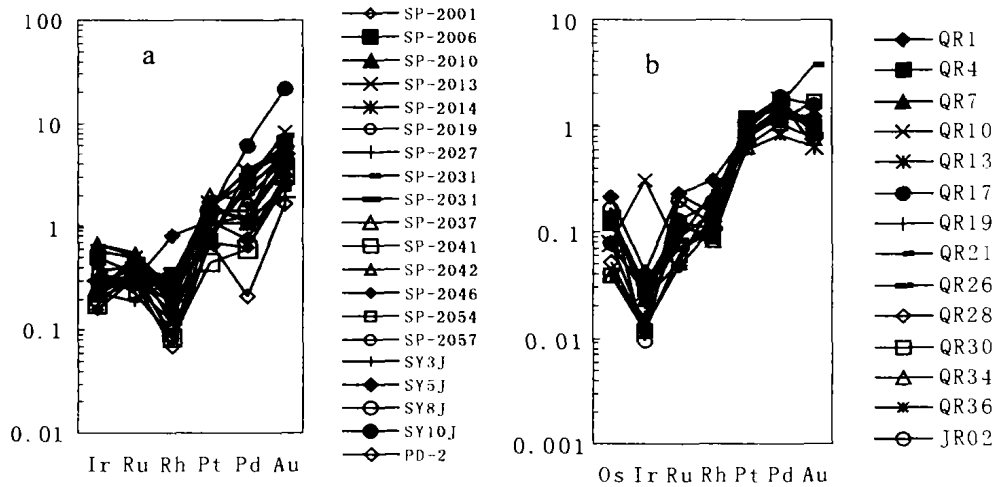


图 1 威宁、水城地区及清音电站剖面峨眉山玄武岩铂族元素及金的配分模式

Fig. 1. The PGE and Au distribution patterns of the Emeishan basalts in the Weining-Shuicheng and Qingyindianzhan section
a. 威宁、水城地区; b. 清音电站剖面

高于球粒陨石的玄武岩 Pd/ Ir 不仅可以反映地幔的熔融程度, 还可以在在一定程度上指示 PGE 的分异。因为从 Os、Ir 到 Pd 由高度相容到不相容, Pd 相对 Ir 明显在岩浆中富集, 而 Ir 更容易保留在残余的地幔橄榄岩中。这样熔融产生的岩浆 Pd/ Ir 会高于球粒陨石的 Pd/ Ir 值, 而且随部分熔融程度的下降, 产生的岩浆的 Pd/ Ir 反而急剧地增高。因此, 大陆玄武岩和大洋玄武岩等的铂族元素通常都具有很陡的正斜率, Pd/ Ir 比值常可达到 100, 甚至更高^[32]。清音电站剖面中峨眉山玄武岩的 Pd/ Ir 比值一般在 60 ~ 120, 说明其源区上地幔经历了程度较低的熔融, 铂族元素的分异

程度较高。而水城、威宁地区峨眉山玄武岩的 Pd/ Ir 在 2.01 ~ 32.16 间, 平均值为 9.14, 虽高于原始地幔值 (1.22)、球粒陨石值 (1.01) 和原始上地幔值 (1.52)、地幔捕掳体值 (1.08), 但明显低于清音电站剖面玄武岩, 说明即使在东岩区, 不同地区的峨眉山玄武岩的铂族元素的分异程度也是有差异的。

3 结 语

东岩区峨眉山玄武岩的铂族元素经历了较强的分异作用, 铂族元素相对配分模式表现为明显的 Pt-Pd 富集型; 经球粒陨石及原始地幔标

准化的配分模式为向左陡倾斜型,具有陡的正斜率。

近年来,随着分析技术的发展和数据的积累,铂族元素在示踪超基性-基性岩石的演化与成因等方面显示出越来越重要的意义。峨眉山玄武岩的分布面积巨大,其岩浆活动的成因、历史及其大地构造意义等也逐步被重视起来。但峨眉山玄武

岩的铂族元素地球化学特征及其化学地球动力学等方面的研究目前还处于比较薄弱的环节,进行铂族元素测试的样品数量还很少,且样品采样范围主要集中在东岩区,不能完全体现峨眉山玄武岩的整体特征,对中、西岩区玄武岩铂族元素的研究将是今后工作的重点。

参 考 文 献

- [1] 从柏林. 攀西裂谷的形成与演化[M]. 北京:科学出版社,1988.
- [2] 陈玉绿,侯浩,杨更. 康滇地轴中段西缘二叠纪火山岩岩石地球化学特征[J]. 四川地质学报,1999,19(1):22~27.
- [3] 陈智梁,陈世瑜. 扬子地块西缘地质构造演化[M]. 重庆:重庆出版社,1987.
- [4] 韩吟文,陈北岳,柳建华,等. 扬子陆块西缘晚古生代玄武岩浆的性质和演化——玄武岩、辉绿玢岩稀土元素、微量元素地球化学研究[J]. 地球科学:中国地质大学学报,1997,24(3):234~239.
- [5] 黄开年,杨瑞英,王小春,等. 峨眉山玄武岩微量元素地球化学的初步研究[J]. 岩石学报,1988,(3):49~60.
- [6] 李昌年. 四川攀西裂谷带峨眉山玄武岩的岩石学及成因研究[J]. 地球科学,1986,11(6):577~584.
- [7] 李巨初,汪云亮. 试论峨眉山玄武岩喷发构造环境:微量元素地球化学证据[J]. 成都地质学院学报,1989,16(3):81~87.
- [8] 宋谢炎,侯增谦,黄永健,等. 峨眉火成岩省地幔热柱稀土元素标志[J]. 地质论评,1999,45(增刊):872~875.
- [9] 宋谢炎,侯增谦,曹志敏,等. 峨眉大火成岩省的岩石地球化学特征及时限[J]. 地质学报,2001,75(4):498~506.
- [10] 田景春,尹观. 黔西二叠纪玄武岩及岩浆来源初步分析[J]. 矿物岩石,1992,12(3):41~45.
- [11] 汪云亮,S.S.Hughes,童纯菡,等. 峨眉山玄武岩地球化学和大陆地幔演化[J]. 成都地质学院学报,1987,14(3):59~74.
- [12] 汪云亮,李巨初,王旺章. 微量元素丰度模式与峨眉山玄武岩成因[J]. 矿物岩石,1989,9(4):100~105.
- [13] 汪云亮,李巨初,韩文喜,等. 幔源岩浆岩源区成分判别原理及峨眉山玄武岩地幔源区性质[J]. 地质学报,1993,67(1):52~62.
- [14] 汪云亮,李巨初. 峨眉山玄武岩地幔源成分及其变化的微量元素标志[J]. 成都理工学院学报,1994,21(4):45~51.
- [15] 王旺章,汪云亮,曾昭贵,等. 峨眉山玄武岩母岩浆的性质及其成因类型[J]. 矿物岩石,1996,16(1):17~23.
- [16] 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条件[J]. 地球化学,2001,30(1):1~9.
- [17] 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,(3):43~58.
- [18] 张成江,汪云亮,侯增谦. 峨眉山玄武岩系的Th、Ta、Hf特征及岩浆源区大地构造环境探讨[J]. 地质论评,1999,45(增刊):858~860.
- [19] 张云湘,骆耀南,杨崇喜,等. 攀西裂谷[M]. 北京:地质出版社,1988.
- [20] 张招崇,王福生,范蔚茗,等. 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.
- [21] Chung S L, Jahn B M, Wu G Y, *et al.* The Emeishan flood basalt in SW China: A mantle plume initiation model and its connection with continental break-up and mass extinction at the Permian-Triassic boundary [A]. Flower M, Chung S L, Lo C H, *et al.* Mantle dynamics and plate interaction in east Asia [C], Washington D C: AGU Monography 27, 1998, 47~58.
- [22] 徐义刚. 地幔柱构造、大火成岩省及其地质效应[J]. 地学前缘,2002,9(4):341~352.
- [23] 宋谢炎,侯增谦,汪云亮,等. 峨眉山玄武岩的地幔热柱成因[J]. 矿物岩石,2002,22(4):27~32.
- [24] 宋谢炎,王玉兰,曹志敏,等. 峨眉山玄武岩、峨眉地裂运动与幔热柱[J]. 地质地球化学,1998,(1):47~52.
- [25] 张成江,李晓林. 峨眉山玄武岩的铂族元素地球化学特征[J]. 岩石学报,1998,14(3):299~304.
- [26] 张成江,汪云亮,李晓林. 新街镁铁-超镁铁侵入体的铂族元素地球化学特征[J]. 地球化学,1998,27(5):458~466.
- [27] 漆亮,胡静. 等离子体质谱法快速测定地质样品中的痕量铂族元素和金[J]. 岩矿测试,1999,18(4):267~270,279.

- [28] Ringwood A. E. Phase transformations and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1991, 55: 2 083 ~ 2 110.
- [29] Naldrett A J, Duke J M. Platinum metals in magmatic sulfide ores. [J]. *Science*, 1980, 208: 1 417 ~ 1 424.
- [30] Taylor S R, McLennan S. The continental crust: its composition and evolution [M]. London: Blackwell, 1985.
- [31] Naldrett A J, Barnes S J. The behavior of platinum group elements during fractional crystallization and partial melting with special reference to the composition of magmatic sulfide ores [J]. *Fortschritte der Mineralogie*, 1986, 64(2): 113 ~ 133.
- [32] Barnes S J, Naldrett A J, Gorton M P. The origin of the fractionation of Platinum-group elements in terrestrial magmas [J]. *Chem Geol.*, 1985, 53: 303 ~ 323.
- [33] 储雪蕾, 孙敏, 周美夫. 化学地球动力学中的铂族元素地球化学[J]. *岩石学报*, 2001, 17(1): 112 ~ 122
- [34] Orberger B, Xu Y, Reeves S J. Platinum group elements in mantle xenoliths from eastern China. *Tectonophysics*, 1998, 296: 87 ~ 101.
- [35] Pattou L, Lorand J P, Gros M. Non-chondritic platinum-group element ratios in the Earth's mantle[J]. *Nature*, 1996, 379: 712 ~ 715.
- [36] 王志洪, 侯泉林, 李继亮, 等. 西昆仑库地蛇绿岩铂族元素初步研究 [J]. *科学通报*, 1999, 44(15): 1 676 ~ 1 680.
- [37] 徐义刚, 梅厚钧, 许继峰, 等. 峨眉山大火成岩省中两类岩浆分异趋势及其成因 [J]. *科学通报*, 2003, 48(4): 383 ~ 387.
- [38] 李胜荣, 高振敏, 陈南生. 试论铂族元素地球化学示踪体系 [J]. *矿物岩石地球化学通讯*, 1994, (1): 36 ~ 37.
- [39] 中国科学院地球化学研究所. 中国含铂地质体铂族元素地球化学及铂族矿物[M]. 北京: 科学出版社, 1981.
- [40] Naldrett A J, Hoffmann E L, Green A H, *et al.* The composition of Ni-sulfide ores with particular reference to their content of PGE and Au. [J]. *Canada Mineral*, 1979, 17: 403 ~ 415.
- [41] 储雪蕾, 李晓林, 徐九华, 等. 汉诺坝玄武岩及其地幔橄辉岩、麻粒岩捕虏体的 PGE 分布特征 [J]. *科学通报*, 1999, 44(8): 859 ~ 863.

GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE PLATINUM-GROUP ELEMENTS IN EMEISHAN BASALTS, WESTERN GUIZHOU

LI Xiao-min^{1,2}, HAO Li-bo², GAN Shu-cai², LAI Ya-wen²

(1. Open Lab. of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China; 2. Jilin University, Changchun 130061, China)

Abstract

The contents of the platinum group elements (PGE) in the Emeishan basalts in western Guizhou were determined using isotope dilution- ICP-MS. Obvious PGE differentiation of the Emeishan basalts in the eastern rock province is different from that of the primitive mantle. Os, Ir, Ru and Rh were depleted and Pd and Pt were enriched. The PGE distribution patterns are of the "Pd-Pt"-enrichment type. The chondrite- and mantle- normalized patterns are of the left, sharply inclined type with a big positive slope. The values of Pd/Ir are larger than those of the primitive mantle, chondrites and upper primitive mantle, but are close to those of N-MORB and continental tholeiites, which were formed by slow mantle melting, suggesting that the Emeishan basalts stemmed from basalt magma formed by slow melting of the upper mantle.

Key words: Emeishan basalt; platinum-group elements (PGE); mantle- normalized pattern; differentiation