

# 云南金宝山超镁铁岩原始岩浆成分反演<sup>\*</sup>

陶琰<sup>1</sup> 高振敏<sup>1</sup> 罗泰义<sup>1</sup> 祁敬东<sup>2</sup> 禾英军<sup>2</sup> 杨廷祥<sup>2</sup>

TAO Yan<sup>1</sup>, GAO ZhenMin<sup>1</sup>, LUO TaiYi<sup>1</sup>, QI JingDong<sup>2</sup>, HE YingJun<sup>2</sup> and YANG TingXiang<sup>2</sup>

1. 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放实验室, 贵阳 550002

2. 云南地矿厅第三地质大队, 大理 671000

1. *Open Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China*

2. *The Third Geology Survey Team, Yunnan Bureau of Geology and Mineral Resources, Dali 671000, China*

2000-12-28 收稿, 2001-12-12 改回.

Tao Y, Gao ZM, Luo TY, Qi JD, He YJ and Yang TX. 2002. Inversion of primary magma composition for Jinbaoshan ultramafic intrusion, Yunnan. *Acta Petrologica Sinica*, 18(1):70-82

**Abstract** The Jinbaoshan intrusion, situated in Midu county, Yunnan, host the largest PGE deposits of our country. This small ultramafic intrusion is composed of dunite, lherzolite as well as pyroxenite, intruded in Jinbaoshan group at Devonian. No accumulated or zoned petrographical features are recognized, but the mineralization and REE distribution patterns show that it is a cumulate of basic magma rather than ultramafic one. Compositional relationship in terms of molecular ratio shows olivine controlled rock's composition variations, it can be presumed that the intrusion was formed by a mixture of melt and olivine. Most part of magma experienced 11% olivine crystallization and 22% plagioclase, plagioclase was kneaded out from magma chamber; then the residual melt was mixed with crystallized olivine intruded to be the ultra-mafic intrusion. Based on the inversion of magma evolution, the primary magma composition is calculated. It is a kind of low-Ti tholeiite magma containing 12.93% MgO. According to REE contents the primary magma was originated from partial melting of garnet lherzolite by diapiric uprise in mantle.

**Key words** Ultramafic rock, Primary magma, Low-Ti tholeiite, PGE deposit, Jinbaoshan, Yunnan

**摘要** 全宝山岩体赋存有我国最大的铂族元素矿床,位于云南省弥渡县,大地构造位置处于扬子地台西缘南端。岩体呈似层状(岩席)产出的小型超镁铁岩,位于泥盆系金宝山组白云岩、泥灰岩、砂板岩中,由橄辉岩、辉橄岩及橄辉岩、辉石岩分离体组成,没有完整的相带分异,缺乏分异堆积特征。但岩体铂族元素成矿以铂钯为特征(Pd/Ir>10),硫化物Ni/Cu比值低(0.5~5),岩石稀土元素富集,配分型式为轻稀土富集型,体现基性岩浆衍生物的岩石地球化学特点。元素含量的组合变化反映出橄辉石对岩石成分的控制作用,成岩母体可视为橄辉石与熔体两部分组成的混合体系,分析表明岩浆经历了11%的橄辉石结晶和22%左右的斜长石结晶分异,大部分熔体相携带斜长石无期离开岩浆房或被压滤出去,残余熔体携带橄辉石结晶颗粒在构造挤压作用下向上运移就位成岩。根据岩浆演化过程反演,计算得到全宝山超镁铁岩原始岩浆组成,表明为低钛拉斑玄武岩岩浆,MgO含量为12.93%,其形成可能与裂谷作用早期的地幔热柱作用有关,原始岩浆起源于未亏损地幔的部分熔融。

**关键词** 超镁铁岩; 原始岩浆; 低钛拉斑玄武岩; 铂族元素矿床; 金宝山; 云南

**中图法分类号** P588.125; P595

\* 中国科学院知识创新工程(KZCX2-101)资助。

第一作者简介:陶琰,男,1963生,博士,从事基性超基性岩及其成矿作用研究。

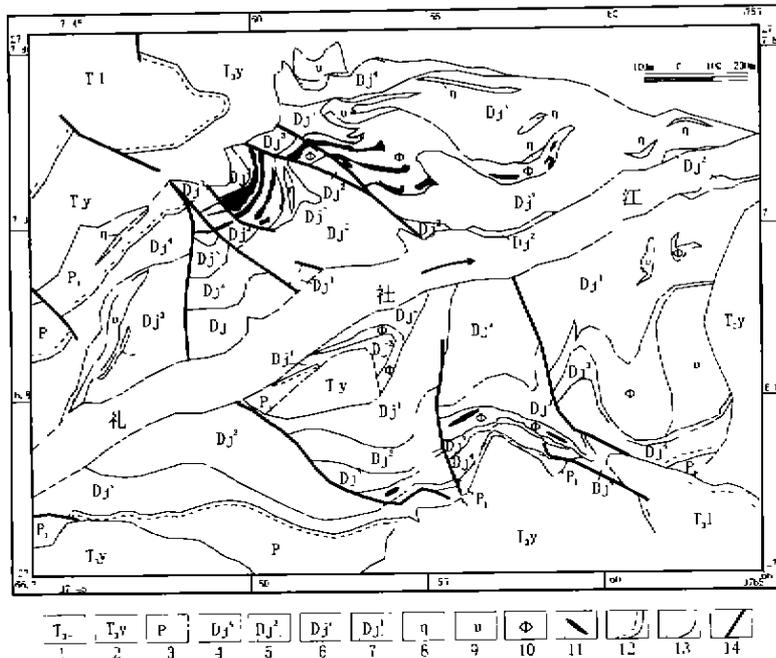


图1 金宝山矿区地质简图

1. 上三叠统罗家大山组; 2. 上三叠统云南驿组; 3. 下二叠统; 4~7. 泥盆系金宝山组第四段~第一段; 8. 辉绿岩; 9. 辉长岩; 10. 超基性岩; 11. Pt-Pd 矿体; 12. 假整合界线; 14. 不整合界线; 15. 断裂

Fig. 1 Geological sketch map of Jinbaoshan mine

## 1 引言

云南滇东有众多硫化物型铜镍铂钯矿化岩体(邓家藩, 1999), 其中, 金宝山超镁铁岩赋存有我国最大的铂族元素矿床——金宝山铂钯矿, 岩体类型属于小型超镁铁岩侵入体。

岩浆型铂族元素矿床可以赋存在各种成因类型的镁铁质-超镁铁质岩石中, 矿化类型与岩体成因类型有关(Naldrett, 1976; 中国科学院地球化学研究所, 1981; 梁有彬等, 1997; 储雪蕾, 2001), 超镁铁质岩浆形成的铂族元素矿床以较高的 Ni/Cu 比值为特征, 通常大于 7, 而以镁铁质岩浆有关的矿床, Ni/Cu 比值较低, 一般小于 2。铂族元素矿化类型则可以区分成矿主岩是熔体结晶还是地幔残余; 阿尔卑斯型岩体一般为钨族元素矿化, 地幔熔体演化形成的岩体为钨族元素矿化。金宝山岩体钨族元素较钨族元素高约一个数量级, Pd/Ir=10~18.54, 矿床 Ni/Cu=0.55~5, 大多数在 2 以下, 无疑是地幔部分熔融作用的产物, 而且可能是镁铁质岩浆分异演化的产物。岩石稀土元素与轻稀土元素的富集型式也支持这一推论。但该岩体以橄辉岩和辉橄岩为主, 岩体平均 MgO 含量高达 30.53%, 且缺乏如层状岩体直观的岩浆分异堆积结构和相应比例的基性衍生物。许多研究人员曾进行了有益的探讨(梅厚均, 1973; 杨廷祥等, 1989<sup>[1]</sup>; 杨星等, 1992; 邓家藩, 1999; 邓海琳, 2000), 倾向于认为岩体由基性岩浆分异形成, 梅厚均(1973)就曾提出深源分异的概

念, 但就有关镁铁质岩浆如何分异演化形成该超镁铁岩体、原始岩浆的化学组成和成因类型等问题还有待深入研究。本文在已有研究的基础上, 运用岩石地球化学定量分析方法, 进一步探讨原始岩浆的成分特点及成岩演化机制。

## 2 岩体地质及岩相特征

金宝山岩体产于云南省弥渡县与南华县交界的礼社江河谷两岸, 大地构造位置处于扬子地台西缘南端。含矿岩体为呈层状产出的超基性岩体, 产状平缓, 顺层侵入于泥盆系金宝山组地层中, 岩体同位素年龄为 304.87 Ma(全岩钨-铼法, 样品由中科院地球化学研究所测定)<sup>[5]</sup>, 属海西期产物。岩体平面地质如图 1 所示。

岩体空间展布呈两翼平缓的短轴背斜形态, 被礼社江从中部分割为南北两部分, 以北段发育较好。北段北西向延伸, 已控制长 2560 m, 宽 760~1240 m, 岩体厚度 25.07~109.06 m, 最大垂厚 170.11m。

岩体的岩石类型较单一, 主要为辉石橄辉岩, 垂厚统计占 92%。岩体底部及边部可见一些小的橄辉岩及辉石岩异离体, 但总体上划不出完整的岩相带。岩石普遍遭受蚀变作用,

[5] 杨廷祥等, 1989. 云南省弥渡县金宝山铂钯矿典型矿床研究报告. 云南地矿局第三地质大队科研报告.

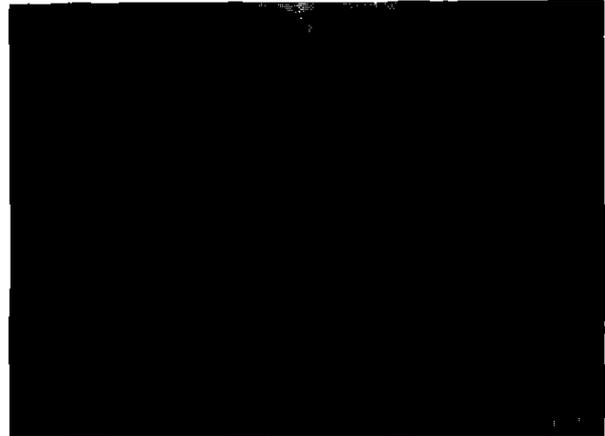


图2 金宝山超镁铁岩侵入体显微照片

a. 浑圆状熔蚀橄榄石(Ol)被巨晶辉石(Px)包嵌; b. 蛇纹石化橄榄石(Sep)呈半定向排列。两图视域宽均为2.5mm

Fig. 2 Photomicrographs of augite-peridotite from Jinbaoshan intrusion

被强烈蛇纹石化、滑石化及次闪石化,并有热液活动形成方解石脉等。

根据对岩体不同部位岩石样品的取样鉴定,岩石最普遍的结构为包嵌(或填间)结构(图2-a),具熔蚀形态的橄榄石被辉石(主要是单斜辉石)包嵌(或填间),橄榄石含量变化30%~80%,在垂向分布上,岩体顶、底橄榄石含量较低,以包嵌结构为主,根据蚀变特征及残留结构分析,岩体中部的局部层段上,橄榄石含量可高达80%以上,呈近紧密堆积(填间结构),该结构反映侵位岩浆为“晶-液糊体系”(crystal-liquid mush)。橄榄石为深部岩浆房结晶,在侵位岩浆体系中呈固相晶粒,侵位后因压力降低受到熔蚀并被侵位后结晶的巨晶辉石包嵌(或填间),而辉石、角闪石、黑云母等代表侵位后结晶的侵位岩浆体系中的液相部分。岩石中局部见橄榄石半定向排列(图2-b),反映晶体曾随岩浆流动。

岩石造岩矿物主要是橄榄石、辉石,次为角闪石、黑云母、斜长石。主要造岩矿物特征概述如下:

橄榄石在大部分岩石中已蛇纹石化蚀变,根据部分未蚀变样品或蚀变残余结构,橄榄石呈自形-半自形粒状,粒径1毫米左右,呈浑圆溶蚀形态,被辉石(部分为角闪石)包嵌或填隙,矿物光性特征上,2V角近90°,大量电子探针成分分析结果为Fo=82.5~85.8,成分变化不大,单个橄榄石内外成分变化很小,属贵橄榄石,其中一个典型的橄榄石残晶探针分析成分为 $MgO=45.38 \times 10^{-2}$ , $SiO_2=38.91 \times 10^{-2}$ , $FeO=15.71 \times 10^{-2}$ ,Fo=84.0。

辉石大部分也发生蚀变,蚀变产物为滑石、蛇纹石、绢石,根据部分未蚀变样品或蚀变残余结构,矿物多呈它形巨晶包嵌橄榄石或填隙其间。有角闪石共生,根据光性特征及电子探针成分分析,主要为普通辉石、透辉石,有少量紫苏辉石。

角闪石为普通角闪石,呈它形或半自形分布于橄榄石粒

间辉石的边缘,也见有呈大晶体包嵌橄榄石及交代辉石的。矿物颜色呈棕红色、褐色,多色性强,为普通角闪石。

黑云母以片状、板状分布于角闪石、辉石边缘,局部交代角闪石、辉石。

斜长石少见,样品鉴定未观察到基性斜长石,仅在个别样品局部偶见碱性斜长石(钠-更长石)可能为侵位岩浆结晶晚期产物。

### 3 岩石化学特征及其对岩浆起源和成岩机制的指示意义

金宝山岩体超镁铁岩岩石化学成分及稀土元素组成分别如表1、表2所列。

金宝山岩体超镁铁岩有强烈的蛇纹石化等蚀变,Beswick(1986)对科马提岩套蚀变作用的研究表明,Si、Al、Ti、Fe、Mg在化学蚀变作用中相对稳定,没有明显的再分配。金宝山岩体普遍的蛇纹石化、滑石化、透闪石化及碳酸岩化,类同于Beswick所描述的科马提岩套的蚀变作用,因此,可以把Si、Al、Ti、Fe、Mg作为相对稳定的元素考察岩浆的成岩演化作用。岩体总体平均化学成分MgO高达30.53%、FeO11.9%,为超镁铁质岩,MgO/FeO比值一般1.0~2.8,平均2.0,属于铁质超镁铁岩。

据表2及图3,全岩稀土配分曲线表现为轻稀土富集型式,并且有较高的稀土总量,因此,可以认为岩石不是由超镁铁质岩浆形成的,超镁铁质岩浆形成于地幔岩高度的部分熔融或强烈亏损地幔的(熔融残留)熔融,具有重稀土富集或平坦型的稀土配分形式;也不可能是残余地幔,较高的稀土总

① 杨廷祥等,1989.云南省弥渡县金宝山铅钨矿床研究报  
告.云南地矿局第三地质大队科研报告.

表 1 金宝山岩体超镁铁岩石化学成分<sup>\*</sup>

Table 1 Major element compositions of Jinbaoshan ultramafic rocks

样号	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	烧失量	总计
DS9	34.55	0.36	2.17	8.85	6.28	30.49	3.31	0.08	0.14		0.22	12.53	99.78
DS10	36.48	0.53	3.04	8.05	6.27	31.47	1.78	0.08	0.14		0.49	11.37	100.16
DS21	37.82	0.42	2.74	6.50	6.57	34.42	1.23	0.11	0.14			10.48	100.51
DS21	36.21	0.41	2.90	7.50	6.41	32.78	3.95	0.14	0.19			9.76	100.33
DB260	39.15	0.86	3.90	8.54	8.08	25.56	3.12	0.24	0.35		0.05	9.27	99.72
DB251	36.85	0.59	2.23	8.50	5.50	31.07	1.69	0.08	0.12		0.30	11.23	99.03
5ZK24S21	38.55	0.50	2.95	8.87	4.04	27.39	1.57		0.06	1.59	1.19	10.31	98.14
8ZKS15	35.94	0.55	3.16	7.92	5.08	28.80	2.99		0.15	2.83	0.29	12.33	98.43
ZK3DS11	37.11	0.42	2.73	9.05	4.62	32.59	1.46	0.08	0.19		0.24	10.85	100.08
ZK3DS19	38.51	0.41	2.31	7.55	4.84	32.91	1.70	0.10	0.21	0.16	0.16	10.62	100.87
ZK3DS20	38.65	0.40	2.70	5.76	5.06	33.38	1.88	0.08	0.14		0.30	10.92	100.69
ZK1DS23	34.76	0.49	2.58	8.32	7.86	31.31	2.13	0.19	0.23			11.69	99.66
DB244	37.01	0.55	2.21	9.04	5.03	30.77	2.24	0.08	0.14		0.05	11.15	99.17
金宝山 DB242	36.17	0.53	2.23	8.62	6.09	30.83	2.39	0.12	0.17		0.18	11.01	99.09
金宝山 DB238	37.62	0.60	2.37	7.47	4.66	31.32	2.05	0.05	0.14		0.18	11.51	98.60
5ZK33-S12	36.25	0.48	2.55	6.77	6.78	32.29	1.71	0.20	0.14	2.17	1.10	11.07	100.63
D20ZK12-S50	39.40	1.16	4.99	5.34	8.37	26.95	4.55	0.46	0.24	0.86	0.28	8.09	100.23
D12ZK8-S5	36.56	0.41	2.96	5.54	7.60	29.61	3.76	0.26	0.14	3.12	1.83	11.21	99.04
D12ZK8-S22	36.98	0.51	2.36	7.85	5.84	31.50	2.23	0.33	0.21	1.32	1.00	10.37	99.59
D12ZK8-S54	36.98	0.46	2.85	7.26	6.35	31.67	2.35	0.33	0.19	0.82	0.64	10.06	99.96
D12ZK8-S70	36.49	0.47	4.16	5.99	8.27	26.46	5.10	0.23	0.16	2.50	2.02	9.16	97.87
D21ZK7-S2	38.11	0.83	6.67	5.37	6.80	24.34	5.15	0.26	0.56	4.12	1.01	10.95	100.06
DB257	37.90	0.60	2.95	6.97	8.09	30.37	3.01	0.18	0.24		0.04	8.66	99.20
DB255	37.18	0.60	2.76	6.53	8.09	30.32	3.27	0.18	0.22		0.05	9.25	99.61
21ZK31-S51	37.03	0.62	3.44	8.39	6.15	29.61	0.99	0.17	0.24	0.52	0.52	10.86	98.69
13ZK6-S13	36.36	0.50	3.27	6.75	7.02	27.96	2.86		0.06	2.18	1.22	12.16	98.08
5ZK17-S25	38.62	0.87	3.69	9.31	7.93	23.64	4.43	0.34	0.06	1.77	2.18	8.20	97.91
5ZK17-S33	41.06	0.64	3.67	7.30	6.60	24.37	3.64	0.34	0.06	1.49	2.33	8.35	97.10
5ZK17-S94	37.82	0.40	2.67	9.16	5.73	29.91	2.07		0.06	0.46	0.30	9.75	99.01
5ZK24-S14	36.65	0.67	3.43	7.30	5.81	28.56	2.74			2.03	0.99	11.67	98.36
5ZK24-S23	35.24	0.70	4.21	9.22	5.60	26.59	3.02		0.06	0.91	1.31	9.78	98.14
5ZK33-S6	35.19	0.50	3.15	6.65	5.79	28.62	3.47		0.15	5.57	0.82	13.99	98.77
5ZK33-S15	36.61	0.55	3.08	7.15	7.40	25.47	5.12		0.06	3.99	0.57	11.94	98.73
5ZK11-S18	36.63	0.53	3.87	6.59	6.99	26.79	4.06		0.00	2.76	0.74	11.97	98.59
20ZK20-S33	40.52	1.21	4.33	5.81	8.69	21.55	3.56	0.33	0.15	0.58	0.67	8.64	98.84
5ZK139-S8	34.02	0.65	3.41	6.20	4.05	25.24	7.11			5.75	1.07	14.43	98.38
8ZK123-S11	37.49	0.50	3.07	9.38	5.46	25.76	2.27		0.06	0.80	0.82	10.33	98.47
8ZK123-S20	38.24	0.63	3.28	9.04	5.15	28.74	2.49		0.06	0.58	0.41	9.84	98.87
8ZK9-S52	34.38	0.92	5.24	7.63	8.50	19.69	6.49		0.24	2.94	3.5	08.09	96.22
4ZK11-S63	36.51	0.87	5.29	8.28	8.70	14.63	6.97	0.89	0.68	6.12	10.31	10.24	93.92
DS25	44.67	1.06	6.60	3.28	10.45	16.97	10.40	0.76	0.82			4.81	99.93
21ZK31-S10	48.17	1.10	5.03	1.98	6.31	14.83	14.83	1.06	0.24	2.03	0.83	4.29	98.38
5ZK17-S21	39.95	0.80	5.82	2.26	10.64	17.26	7.78	0.00	0.06	7.43	2.03	12.30	97.51
20ZK20-24	41.78	1.17	4.28	3.95	8.08	20.12	7.02	0.34	0.06	5.05	2.12	10.05	97.72
D21ZK7-S4	39.47	0.67	8.13	6.24	9.13	16.64	4.15	0.25	0.61	2.86	8.32	7.80	93.84
ZK3DS16	42.52	0.71	4.08	3.36	7.55	22.38	9.08	0.35	0.24		0.96	8.09	99.47
平均值**	42.77	0.74	4.18	3.63	11.90	30.53	3.27	0.29	0.21				

\* 全岩化学分析, 据矿床勘查资料, 参见杨廷辉(1989)<sup>[1]</sup>, 表下部八个样品为辉辉岩其余均为辉橄岩类, 岩石大部分已强烈蛇纹石化蚀变;

\*\* 对岩石化学分析进行常规校正后计算平均值

表 2 金宝山超镁铁岩全岩稀土元素组成

Table 2 Representative whole-rock REE compositions of Jinbaoshan ultramafic rocks

岩石类型	序号	样品编号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
辉石岩	1	832057	5.54	15.1	1.68	7.2	1.98	0.32	1.66	0.25	1.4	0.29	0.78	0.1	0.44	0.074
辉橄岩	2	832062	6.5	16	1.48	5.52	1.4	0.28	0.95	0.13	0.68	0.15	0.4	0.06	0.32	0.05
辉橄岩	3	832055	5.78	16	1.68	6	1.38	0.27	1.11	0.17	0.95	0.2	0.51	0.07	0.33	0.054
辉橄岩	4	832056	5.72	15	1.38	5.4	1.4	0.24	1.09	0.17	0.99	0.2	0.46	0.06	0.29	0.05
辉橄岩	5	832064	4.58	12	1.18	4.5	1.13	0.32	1	0.14	0.75	0.15	0.38	0.05	0.26	0.045
辉石岩	6	832065	10.12	23	2.08	7.8	1.98	0.4	1.59	0.24	1.35	0.31	0.84	0.11	0.46	0.09

\* 仪器中子活化分析,据矿床勘查资料,参见杨廷祥(1989)<sup>[3]</sup>

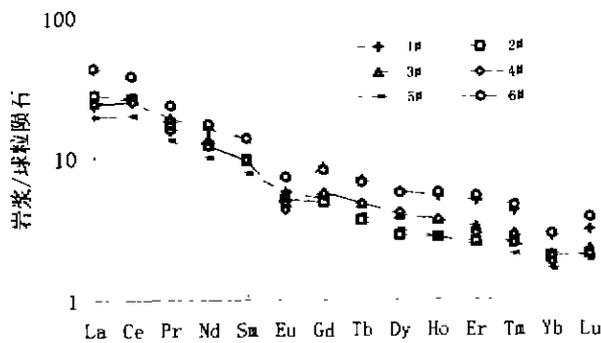


图 3 金宝山超镁铁岩球粒陨石标准化稀土配分型式  
球粒陨石 REE 组成据 Anders(1989),下同

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns for Jinbaoshan ultramafic rocks

量表明没有不相容元素的显著亏损,因此,原始岩浆应为基性的玄武质岩浆。

超镁铁岩稀土元素配分曲线(图 3)有显著负 Eu 异常,与岩体岩石中缺乏与基性岩浆相适应的基性斜长石相对应,可以认为岩体系统性的负销异常主要是由于斜长石的分异分离作用造成的。

许多研究人员从实验岩石学及岩石地球化学方面研究了岩浆熔体与橄榄石平衡的 Fe<sup>2+</sup>、Mg 比值关系(Roder and Emslie, 1970; Hanson and Langmuir, 1978; Ulmer, 1989)。据 Roder and Emslie(1970)在结晶分异演化条件下(较低的压力下)Mg-Fe 分配系数  $K_{D_{Mg-Fe}}^{O_1-L_1} = 0.3 \pm 0.03$ 。

以金宝山超镁铁岩中橄榄石组成 Fo=84,推算共存熔体的 MgO/FeO\* = 0.7951(按重量百分比计算,FeO\* 为全铁)。

超镁铁岩体的平均组成或任一样品成分的 MgO/FeO\* 均大于或远远大于 0.7951,它们比熔体更富镁质,都不能代表共存的熔体成分,而是岩浆的某种形式的“分异堆积产物”,但野外研究并未发现“分异堆积”特征,虽然有不同岩相的分离体,但没有系统的岩相分带,而且,也没有足够体积的

分异基性端元组成。因此,金宝山超镁铁岩体不是一个完整的原始岩浆的就地分异岩体。

Pearce(1968)提出元素比值图解(MPR)检查和解释火成岩的分异趋势,这类元素摩尔分子比值对图解的意义在于:①比值对之间的线性关系  $x/z = a y/z + b$  表明:个体的差异是由于某一成分基本确定的矿物或矿物组合在数量上的增减所引起的;②斜率 a 代表在数量上增减的矿物或矿物组合的成分 x 与 y 的比值。

金宝山超镁铁岩 (MgO+FeO\*)/TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub>/TiO<sub>2</sub> 及 (MgO+FeO\*)/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 图解与 MgO/TiO<sub>2</sub>-FeO\*/TiO<sub>2</sub> 及 MgO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeO\*/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 图解(MPR)如图 4 所示,这些比值对之间均表现出良好的线性关系。它们体现了橄榄石分异在岩石组成上的控制作用,左右两图得到了相互检验,上部两图的斜率均约等于 2,正是橄榄石中 MgO+FeO\* 与 SiO<sub>2</sub> 的分子比。下部两图的斜率约为 5,反映的是控制岩石组成的橄榄石中 MgO 与 FeO\* 的分子数比,即 Fo = 83.3,与橄榄石电子探针分析成分基本一致(橄榄石探针分析结果计算 Fo=82.5~85.8)。

#### 4 岩浆演化机制

根据岩相学特征及岩石化学成分特点,把形成岩石的母体考虑成由橄榄石与熔体两部分组成是合适的,在成岩过程中橄榄石与熔体不同比例造成岩石组成上的个体差异。岩石稀土元素配分型式基本上呈平行分布也反映是一种熔体与低分配系数固相的混合构成。橄榄石为侵位前岩浆结晶产物,熔体部分则是发生结晶分异后的残余熔体,“残余熔浆”的形成除经历橄榄石的结晶分异外,岩石稀土元素特征(显著的负 Eu 异常)表明原始岩浆另外还经历了斜长石的结晶分异。

金宝山超镁铁岩体的形成过程为:原始岩浆在深部发生橄榄石、斜长石结晶分异,大部分熔体携带斜长石先期离开岩浆房或被压滤出去,残余熔体携带橄榄石颗粒在构造挤压作用下向上运移侵位成岩。演化模式概括如图 5。

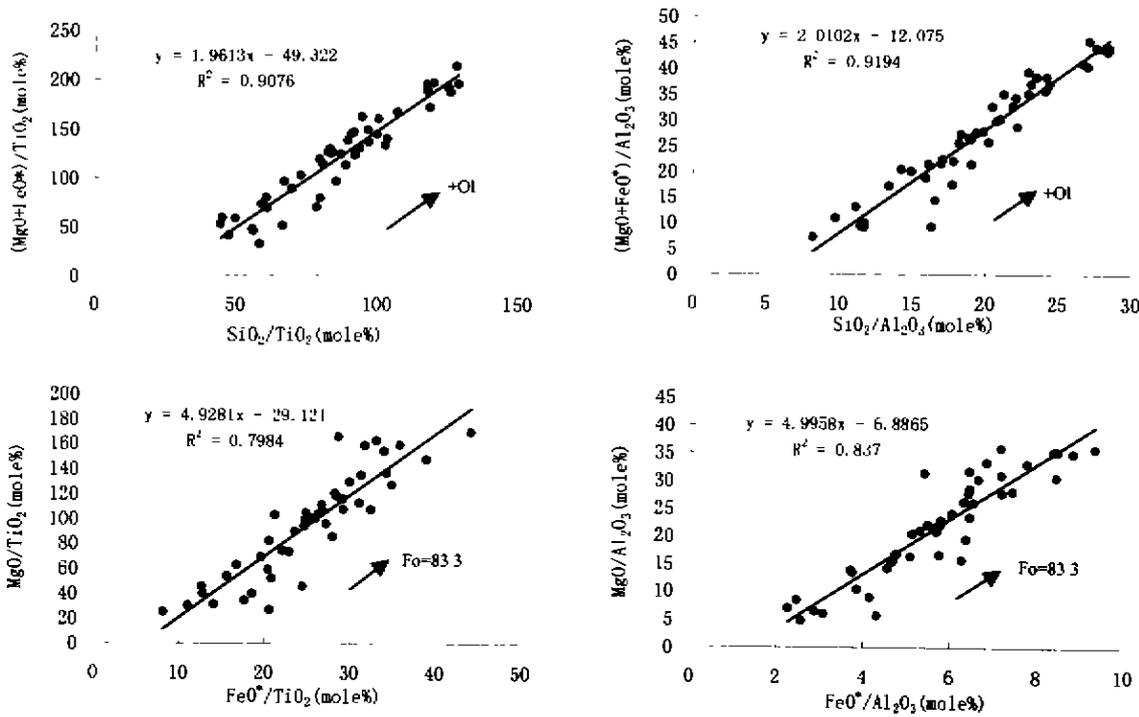


图4 金宝山超镁铁岩  $(\text{MgO} + \text{FeO}^*)/\text{TiO}_2 - \text{SiO}_2/\text{TiO}_2$ 、 $(\text{MgO} + \text{FeO}^*)/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{MgO}/\text{TiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{TiO}_2$ 、 $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}^*/\text{Al}_2\text{O}_3$  分子比比值(MPR)图解

Fig. 4 Molecular proportion ratio (MPR) plots of  $\text{MgO} + \text{FeO}^*/\text{TiO}_2$  versus  $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$ ,  $(\text{MgO} + \text{FeO}^*)/\text{Al}_2\text{O}_3$  versus  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}/\text{TiO}_2$  versus  $\text{FeO}^*/\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  versus  $\text{FeO}^*/\text{Al}_2\text{O}_3$  for Jinbaoshan ultramafic rocks

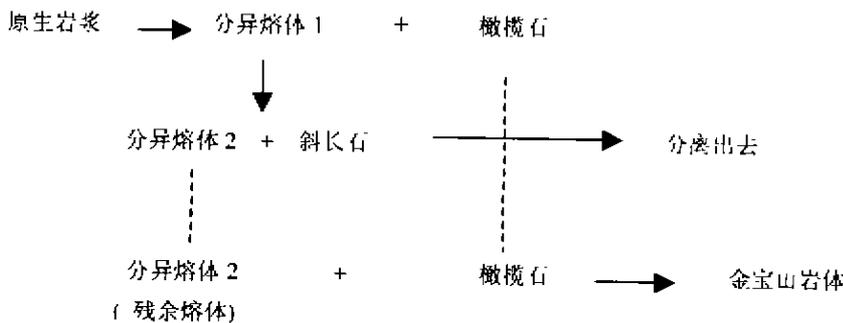


图5 金宝山超镁铁岩侵入体岩浆演化模式

Fig. 5 Magma evolution for Jinbaoshan ultramafic intrusion

## 5 原始岩浆成份反演

Chai(1992)以与最富镁质的橄榄石镁铁比值推算平衡液相成分直接作为原始岩浆的组成。从金宝山的实际情况来看,在岩石中橄榄石的成分变化不大,因而更有可能的情况是:在分异作用进行的岩浆房,有新岩浆不断地补充(混合),同时,也有“残余熔浆”从岩浆房不断的溢出,岩浆房中

的融浆成分保持相对的稳定,则以橄榄石镁铁比值推算出来的液相成分不能代表原始岩浆组成,而是代表经历结晶分异后的“残余熔浆”。

### 5.1 残余熔体(熔体2)常量元素及稀土元素组成估算

据前述分析,把形成岩石的母体(侵入岩浆)考虑成由橄榄石与残余熔体两部分组成,在成岩过程中橄榄石与残余熔体不同比例造成岩石组成上的个体差异。以大量测试样品为

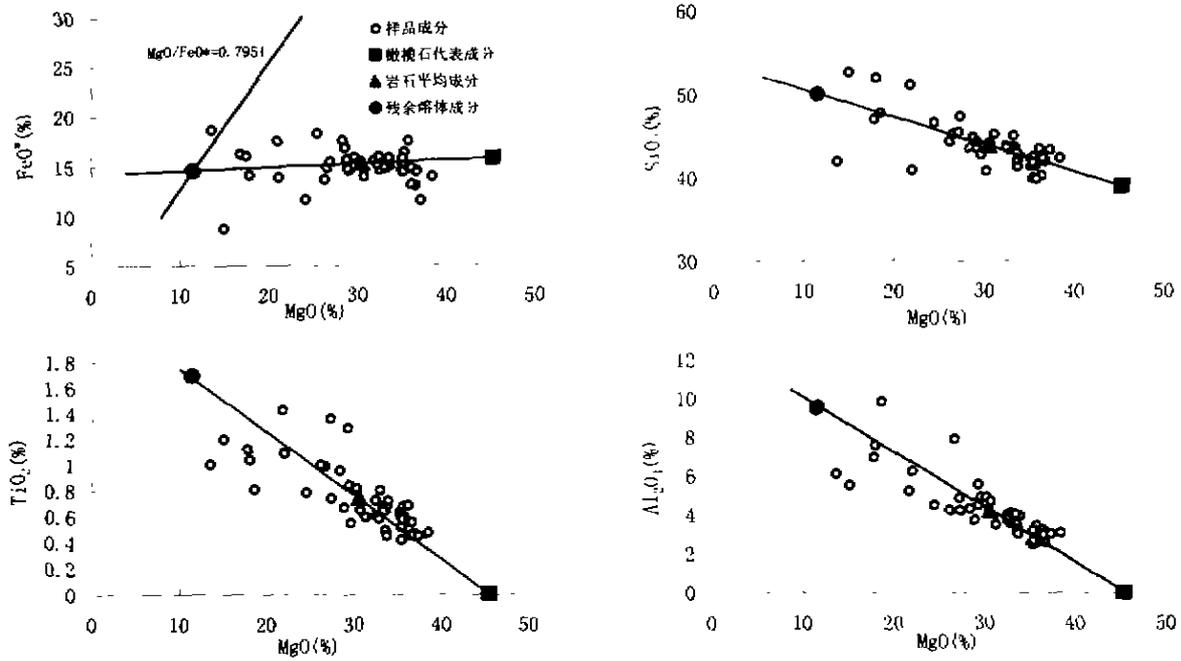


图6 金宝山超镁铁岩侵位岩浆成分(统计平均)及其构组份橄榄石与残余熔体的组成,含量为重量百分数

Fig.6 Composition of Jinbaoshan intrusive magma (whole rock average) and its component parts: olivine as well as remaining melt. All oxides are in weight percent

表3 金宝山原始岩浆及演化阶段熔体主要元素组成反演结果

Table 3 Inversion of major elements composition for primary magma and melt in the evolution steps

氧化物	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MgO	CaO**	Na <sub>2</sub> O**	K <sub>2</sub> O**
样品统计平均	43.77	0.74	4.18	15.17	30.53	3.27	0.29	0.21
分异熔体2(残余熔体)	49.99	1.69	9.53	14.48	11.51	7.46	0.64	0.48
分异熔体1	49.84	1.31	14.74	11.2	8.91	4.24	1.14	0.37
原始岩浆	48.64	1.17	13.12	11.7	12.92	8.22	1.01	0.33

\* FeO 为全铁; \*\* CaO、Na<sub>2</sub>O、K<sub>2</sub>O 特别是 Na<sub>2</sub>O、K<sub>2</sub>O 由于其化学活动性可能在岩石蚀变作用中亏损,统计值及其反演结果偏低。

基础的平均成分代表岩体总成分。根据成分平衡原则,残余熔体(熔体2)成分应位于橄榄石与岩体成分的延长线上(简称质量平衡线),如图6所示。

以熔体组成的 MgO/FeO\* = 0.7951(按演化模式,此为熔体1之 MgO/FeO\* 比值,考虑斜长石结晶基本不影响熔浆体系的 MgO/FeO\* 比值,熔体2也以该值作为其 MgO/FeO\* 比值),得到熔体2的 MgO、FeO\* 重量百分含量分别为 MgO = 11.51%、FeO\* = 14.84%,再以 MgO 的已知含量与各氧化物-MgO 质量平衡线联立求解,得到熔体2其它主要氧化物的重量百分含量,所得结果列于表3之中。

根据总量平衡原理,以橄榄石及熔体 MgO、FeO\* 含量

的相互关系,计算橄榄石及共存熔体的相对比例分别为 55.21%、44.79%(图6),该比例与岩石薄片观察基本相符,薄片观察表明,岩石中橄榄石含量一般 30%~80%。Simkin (1967)、Bhattacharji (1967) 等作者曾讨论过岩浆携带大量的橄榄石流动侵位的机理,主要从流动分异的角度阐述小型超镁铁岩席中相带分异, Bhattacharji (1967) 还进行了固体相体积达 50% 的流动模拟实验,表明携带大量固体颗粒的液-固混体系运移在流体动力学上的可能性。虽然金宝山岩体没有系统的相带分异,但橄榄岩主要在岩体或岩层内部,顶底及边沿部位多为辉橄岩及辉石岩,在一定程度上体现出流动分异的模式效果。

表 4 稀土元素在橄榄石及斜长石和熔体间的分配系数<sup>\*</sup>

Table 4 Mineral-melt partition coefficients of REE

REE	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
橄榄石	0.0003	0.0003	0.0003	0.0002	0.00018	0.0002	0.00025	0.000475	0.0007	0.00122	0.00174	0.00384	0.00522	0.00852
斜长石	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	1.8	0.066	0.09	0.055	0.06	0.063	0.06	0.067	0.06

\* 橄榄石分配系数数据转引自 J. H. Bedard(1999)

斜长石分配系数数据据 G. N. Hanson (1980)、C. J. Allegre *et al* (1977)、A. J. Irving (1978)、李昌年(1986) 资料整理

表 5 金宝山超镁铁岩侵位岩浆中残余熔体部分(熔体-2)的稀土元素组成计算结果

Table 5 Remaining melt part (melt-2) REE compositions of Jinbaoshan intrusive magma

样品序号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	12.36	33.70	3.75	16.07	4.42	0.71	3.71	0.56	3.12	0.65	1.74	0.22	0.98	0.16
2	14.51	35.71	3.30	12.32	3.13	0.63	2.12	0.29	1.52	0.33	0.89	0.13	0.71	0.11
3	12.90	35.71	3.75	14.39	3.08	0.60	2.48	0.38	2.12	0.45	1.14	0.16	0.73	0.12
4	12.77	33.48	3.08	12.05	3.13	0.54	2.43	0.38	2.21	0.45	1.02	0.13	0.64	0.11
5	10.22	26.78	2.63	10.04	2.52	0.71	2.23	0.31	1.67	0.33	0.85	0.11	0.58	0.10
6	22.59	51.33	4.84	17.41	4.42	0.89	3.55	0.54	3.01	0.69	1.87	0.24	1.02	0.20
平均	14.22	36.12	3.53	13.55	3.45	0.68	2.75	0.41	2.28	0.48	1.25	0.17	0.78	0.13

按照岩浆成岩演化模型,可直接采用质量平衡方法从岩石及橄榄石稀土元素组成求出分异熔体 2 的稀土元素组成,但是在缺乏橄榄石单矿物稀土元素组成的情况下,我们根据液-固平衡体系计算:

计算公式(参见李昌年,1986<sup>[1]</sup>):

$$REE^{m2} = REE^{mk} / (1 - f + k_i^{l-1} \times f)$$

REE<sup>m2</sup>— 模式熔体 2 中稀土元素的含量

REE<sup>mk</sup>— 岩石稀土元素的含量

f— 橄榄石在混合体系中的重量百分比(f=0.5521)

k<sup>l-1</sup>— 稀土元素 i 在橄榄石和熔体间的分配系数,数据列于表 4。

计算结果如表 5 所示,其稀土配分曲线如图 7 所示。

### 5.2 原始岩浆橄榄石结晶分异的估计

橄榄石结晶分异的分数缺乏准确确定的依据,我们主要以钼族元素在岩体中的富集程度作粗略估算。

金宝山超镁铁岩体钼族元素含量全岩统计约为 120 × 10<sup>-3</sup>,一般高镁熔岩约 30 × 10<sup>-3</sup>左右(Peach *et. al.*, 1996),张成江测定的峨眉山玄武岩为 21.25 × 10<sup>-3</sup>(张成江,1998),金宝山超镁铁岩体原始岩浆钼族元素含量以 30 × 10<sup>-3</sup>考虑,Brugmann *et. al* (1993)曾研究过 Noril'sk 地区西北利亚暗色岩经历钼族元素成矿后的钼族元素亏损情况,钼族元素从未亏损的 20 × 10<sup>-3</sup> ~ 30 × 10<sup>-3</sup>降低到 5 × 10<sup>-3</sup> ~ 10 × 10<sup>-3</sup>,类比参考,以分异作用分离的 PGE 亏损部分熔体 ΣPGE 为 7.5 × 10<sup>-3</sup>计算,则

$$30 \times n = 120 + 7.5 \times (n - 1)$$

n 为原始岩浆总量相对于超镁铁岩体总量的倍数。

计算得到金宝山超镁铁岩体总量为原始岩浆总量的五

分之一。

则橄榄石结晶分异的分数:

$$f_{ol} = \text{sum} / n = 0.5521 / 5 = 11\%$$

sum— 岩体中橄榄石总量,

n— 原始岩浆总量。

### 5.3 斜长石结晶分异分数计算:

把超镁铁岩稀土元素组成的负 Eu 异常归因于斜长石的分异作用效果,即:熔体 1 经斜长石分异形成具负 Eu 异常的熔体 2,则可根据熔体 2 负 Eu 异常程度计算斜长石结晶分异分数。

计算公式(参见涂光焯等,1995):

$$C_i^{m1} = C_i^{m2} (1 - f + k_i^{l-1} \times f) \text{ 及 } \lg C_{Eu}^a = 1/2 (\lg C_{Sm}^a + \lg C_{Gd}^a) \text{ 有:}$$

$$\lg [C_{Eu}^a (1 - f + K_{Eu}^{l-1} \times f) / C_{Eu}^a] =$$

$$1/2 \{ \lg [C_{Sm}^a (1 - f + K_{Sm}^{l-1} \times f) / C_{Sm}^a] +$$

$$[C_{Gd}^a (1 - f + K_{Gd}^{l-1} \times f) / C_{Gd}^a] \}$$

C<sup>m1</sup>— 模式熔体 1 中稀土元素 i 的含量

C<sup>m2</sup>— 模式熔体 2 中稀土元素 i 的含量

C<sup>a</sup>— 熔体稀土元素含量的球粒陨石标准化值

C<sub>i</sub>— 球粒陨石稀土元素 i 的丰度

f— 斜长石分异分数

k<sup>l-1</sup>— 稀土元素 i 在斜长石和熔体间的分配系数

计算得到各代表样品及平均组成的斜长石分异分数列于表 6,大致在 22% 左右。

[1] 李昌年, 1986. 微量元素及其在岩石学中的应用. 武汉地质学院教材(内部交流), 1~133

表6 分异熔体(熔体1)稀土组成的反演结果

Table 6 REE compositions of melt-1 calculated by inversion of Pl-differentiation from melt-2

序号	f <sub>Pl</sub>	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	0.3447	8.53	23.25	2.59	11.09	3.05	0.91	2.51	0.38	2.11	0.44	1.18	0.15	0.66	0.11
2	0.1743	12.23	30.11	2.78	10.39	2.63	0.71	1.78	0.24	1.27	0.28	0.75	0.11	0.59	0.09
3	0.2332	10.19	28.21	2.96	10.58	2.43	0.72	1.94	0.30	1.65	0.35	0.89	0.12	0.57	0.09
4	0.3952	9.37	24.58	2.26	8.85	2.29	0.66	1.76	0.28	1.59	0.32	0.74	0.10	0.47	0.08
5	0.0520	9.74	25.53	2.51	9.57	2.40	0.74	2.12	0.30	1.59	0.32	0.81	0.11	0.55	0.09
6	0.2153	18.21	41.39	3.74	14.04	3.56	1.05	2.84	0.43	2.40	0.55	1.49	0.19	0.82	0.16
平均组成	0.2263	11.33	28.76	2.81	10.79	2.75	0.80	2.17	0.32	1.79	0.38	0.99	0.13	0.61	0.11

玄武岩中常见有大量斜长石斑晶(熊舜华、李建林, 1984),反映深部岩浆分异中可有大量斜长石结晶作用的存在,于学元(1990)曾采用 Rb-Sr 结晶分异模式定量计算福建牛头山玄武岩斜长石的分异结晶,得到大于 30% 的结晶分异分数。

5.4 熔体1 常量元素及稀土元素组成计算

以模式熔体1 经斜长石分异形成模式熔体2(残余熔体)反演,按斜长石结晶分异分数,以质量平衡计算熔体1 常量元素组成。

计算公式为(参见李昌年,1986):  $C_i^{m1} = C_i^{m2} \times (1 - f_{Pl}) + C_i^{Pl} \times f_{Pl}$

$C_i^{m1}$ 、 $C_i^{m2}$ 、 $C_i^{Pl}$ 、 $f_{Pl}$  分别为熔体1、熔体2、斜长石中元素 i 的含量及斜长石分异分数。

金山山超基性岩体岩石中基性斜长石极少(结晶后作为轻质固相颗粒,大部分随上部熔浆溢出),无法确知分异基性斜长石的成分,据同类其它岩体资料(Drever H I, Johnston R, 1967),以 An=75% 的标准矿物成分作为计算参数。

计算结果列于表 3

根据公式  $C_i^{m1} = C_i^{m2} (1 - f_{Pl} + k_i^{Pl-1} \times f_{Pl})$  (参见李昌年, 1986)计算得到熔体1 稀土元素组成如表 6 所示。公式中参数意义同前,稀土元素在斜长石和熔体间的分配系数见表 4。

表7 原始岩浆稀土组成的反演结果

Table 7 REE compositions of primary magma calculated by inversion of Ol-differentiation from melt-1

序号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	7.59	20.69	2.30	9.87	2.71	0.81	2.24	0.34	1.87	0.39	1.05	0.13	0.59	0.10
2	10.89	26.80	2.48	9.25	2.35	0.63	1.58	0.22	1.13	0.25	0.66	0.10	0.53	0.08
3	9.07	25.11	2.64	9.42	2.17	0.64	1.72	0.27	1.47	0.31	0.79	0.11	0.51	0.08
4	8.34	21.88	2.01	7.88	2.04	0.59	1.57	0.25	1.42	0.29	0.66	0.09	0.42	0.07
5	8.67	22.72	2.23	8.52	2.14	0.66	1.89	0.26	1.42	0.28	0.72	0.09	0.49	0.08
6	16.21	36.83	3.33	12.49	3.17	0.93	2.52	0.38	2.14	0.49	1.33	0.17	0.73	0.14
平均组成	10.08	25.60	2.50	9.60	2.44	0.72	1.93	0.29	1.59	0.34	0.88	0.12	0.55	0.09

5.5 原始岩浆常量元素及稀土元素组成计算

以原始岩浆经 11% 的橄榄石结晶分异形成模式熔体1 反演,原始岩浆常量元素组成计算公式为(参见李昌年, 1986):

$$C_i^{m1} = C_i^{m2} \times (1 - f_{Ol}) + C_i^{Ol} \times f_{Ol}$$

$f_{Ol}$ — 橄榄石结晶分异分数;  $f=0.11$

$C_i^{m1}$ — 橄榄石中成分 i 的含量,据探针分析结果,以 SiO<sub>2</sub> = 38.91%, MgO = 45.38%, FeO = 15.71% 计算。

$C_i^{m1}$ — 熔体1 常量元素 i 组成,  $C_i^{m2}$ — 原始岩浆常量元素 i 组成。

计算结果列于表 3

原始岩浆稀土元素组成按批处理模型,计算公式(参见李昌年, 1986):

$$C_i^{m1} = C_i^{m2} (1 - f_{Ol} + k_i^{Ol-1} \times f_{Ol})$$

$C_i^{m1}$ — 原始岩浆稀土元素的含量

$C_i^{m2}$ — 模式熔体1 中稀土元素的含量(表 6)

$f_{Ol}$ — 原始岩浆橄榄石结晶分异分数( $f=0.11$ )

$k_i^{Ol-1}$ — 稀土元素 i 在橄榄石和熔体间的分配系数,数据列于表 4

计算结果列于表 7,其稀土配分曲线如图 8 所示。

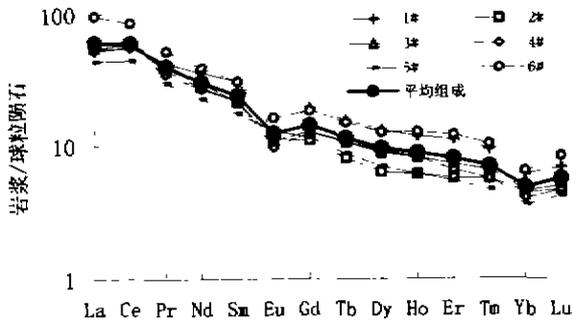


图 7 残余熔体 REE 球粒陨石标准化配分曲线  
Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns for the remaining melt

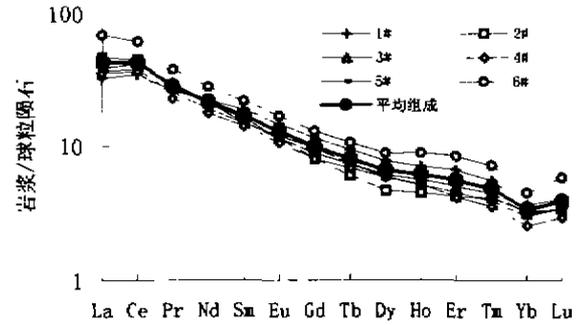


图 8 原始岩浆 REE 球粒陨石标准化配分曲线  
Fig. 8 Chondrite-normalized REE patterns for primary magma

## 6 岩石及原始岩浆性质讨论

通过对岩浆演化过程的反演计算,得到金宝山岩体的原始岩浆 MgO 含量约为 12.92%、TiO<sub>2</sub> 为 1.17%, SiO<sub>2</sub> 为 48.64%,具有低钛高镁的特点,与峨眉山玄武岩低镁高钛(熊舜华等,1984)相区分,类同于 Folder(1990)提出的低钛拉斑玄武岩。

西南地区 Ti-Fe 矿成矿作用有关的层状镁铁-超镁铁岩与同 Cu-Ni 硫化物矿化有关的超镁铁岩为两种不同的岩石成因类型(梅厚钧,1973),本文研究表明 Cu-Ni 硫化物矿化的金宝山超镁铁岩为低钛拉斑玄武岩岩浆演化形成,张成江等(1998)研究证明攀西地区层状岩体(钒钛磁铁矿母岩)是峨眉山玄武岩同源岩浆演化分异的产物,属于高钛拉斑玄武岩成因系列。徐义刚(2001)也认为扬子地台西缘(峨眉山大火成岩省)地幔柱活动形成了高钛和低钛的两类岩浆系列。

国内外研究表明,(镁质)低钛岩浆系列形成于地幔热柱条件下的较高度度的地幔熔融,高钛岩浆系列则形成于裂谷拉张阶段低程度熔融(10%左右)的产物(Folder, 1990;

Hamlym *et al.*, 1985)。

Niu (1997)曾经根据一些实验研究成果,推导出熔融程度与残余固相中 MgO 的重量百分含量的线性关系:

$$F = 0.03249 \times \text{MgO}_{\text{residue}} - 1.23$$

据此可以推导出熔融程度与原始熔浆中 MgO 的关系:

$$F = 0.03249 \times \text{MgO}_{\text{melt}} - 0.234$$

以金宝山原始岩浆 MgO=12.92%,用此公式概算熔融程度为 18.58%。

以低程度熔融熔体交代的原始地幔按底劈熔融(Decompression-Induced Column Melting, Niu, 1991; polybaric, near-fractional melting, Kinzler, 1997)的计算模式(incremental batch melting),第一次出熔 3%,步进分熔 1%,累计熔融 20%左右,熔体稀土组成与金宝山原始岩浆基本吻合。

为进一步认识金宝山超镁铁岩及其原生岩浆的性质特点,我们把它与同处于西南地区的攀西层状岩体及我国最大的铜镍硫化物矿床-金川超镁铁岩作一初步对比。主要元素组成对比如表 8 所示。

表 8 金宝山原生岩浆与金川原生岩浆及峨眉山玄武岩主要元素组成对比

Table 8 Primary magma of Jinbaoshan ultramafic intrusion compared with Jinchuan and Emeishan basalt in major element compositions

氧化物	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MgO	CaO
金宝山原始岩浆	48.64	1.17	13.13	11.7	12.92	8.22
金川原始岩浆(Cai, G, 1992)	50.8	1.0	12.5	12.1	11.5	10.3
低钛拉斑玄武岩(Fodor, 1990)	51.52	1.14	13.9	10.18	8.63	10.13
峨眉山玄武岩(熊舜华, 1984)	48.02	3.86	13.57	12.95	4.71	8.43
高钛拉斑玄武岩(Fodor, 1990)	51.37	3.38	12.81	13.24	5.33	8.17

表 9 金宝山原生岩浆与金川原生岩浆及峨眉山玄武岩稀土元素组成对比

Table 9 Primary magma of Jinbaoshan ultramafic intrusion compared with Jinchuan and Emeishan basalt in REE compositions

岩石岩浆类型	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
金宝山原始岩浆	10.68	25.6	9.6	2.44	0.72	0.29	0.55	0.09
金川原始岩浆(Cai, G, 1992)	12	26	15	3.5	0.9	0.4	1.5	0.25
低钛拉斑玄武岩(Fodor, 1990)	11	28.4	18.3	3.13	0.94	0.53	1.8	0.27
峨眉山玄武岩(熊厚华, 1984)	44.9	79.1	57.5	11.4	3.15	1.26	3.12	0.449
高钛拉斑玄武岩(Fodor, 1990)	41	84.5	59.2	10.07	3.38	1.75	3.06	0.34

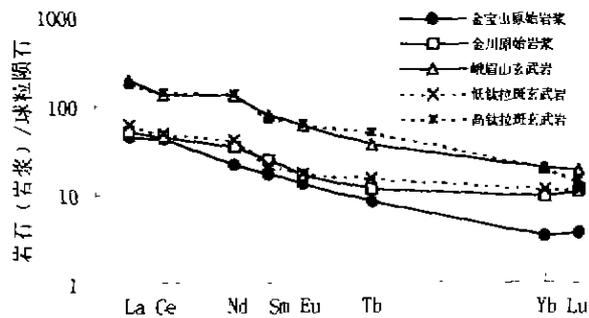


图 9 金宝山原生岩浆与金川原生岩浆及峨眉山玄武岩稀土元素组成对比

Fig. 9 Primary magma of Jinbaoshan ultramafic intrusion compared with Jinchuan and Emeishan basalt in REE composition

在稀土元素组成上(表 9),金宝山岩体及原始岩浆稀土元素配分曲线虽然具有大陆裂谷拉斑玄武岩所共有的轻稀土富集型式,但与峨眉山玄武岩等高钛拉斑玄武岩相比,稀土总量较低(图 9)。较低的稀土总量及较高镁质含量反映比峨眉山玄武岩形成于更高的部分熔融程度。模式计算表明金宝山幔源岩为石榴石二辉橄榄岩。

金宝山铂钨矿在成矿类型及成矿岩体类型上都与金川铜镍硫化物矿床相同,Chai (1992)及解广轰等(1998)研究证实金川超镁铁岩是由玄武岩浆结晶分异形成。根据 Chai (1992)对金川岩体原始岩浆的推算成分比较,金宝山与金川两者在常量元素上比较接近,在稀土组成上,轻稀土富集程度也比较接近,但金川重稀土富集程度较高,配分曲线上重稀土部分呈相对平缓的形式,而金宝山则呈较大坡度的负倾斜( $Gd/Yb$  比值较大)。对稀土元素组成上的差异,一般研究人员从源区成分、熔融程度及岩浆演化三个方面探讨原因(张招崇等, 2000)。我们分析认为,这种情况反映两者在地幔部分熔融程度上以及可能的岩浆形成机制上相似,根据稀土

元素组成对岩浆成因的指示意义认为,两者可能在源区物质组成或矿物相组成上存在差异。

金宝山超镁铁岩与攀枝花层状堆积岩在稀土元素组成上还有一点明显差异,即金宝山超镁铁岩具有比较显著的负铈异常,而攀枝花层状堆积岩却具有明显的正铈异常(从柏林, 1988; 陈富文, 1990; 杨星等, 1992),这一差异体现两个不同成矿类型的岩体有不同的成因机制,金宝山岩体是岩浆深部高度分异(发生斜长石结晶分离)的部分残留熔体携带早期结晶橄榄石侵位形成的,而具有正铈异常的攀枝花层状岩体则可能是原始岩浆早期分异斜长石与残余熔体的混合物,两个不同成矿类型的岩石系列是否分别代表深部分异的两个端元类型(杨星等, 1992),还有待于进一步探索。

金宝山岩体侵位岩浆形成于原始岩浆深部分异作用,从而以具体实例佐证了梅厚钧(1973)提出的西南暗色岩形成作用中“深部分异”的概念,并映射出岩浆深部分异对成矿作用的重要意义,汤中立(1996)在阐述中国岩浆硫化物矿床的主要成矿机制问题时指出,深部分异机制(包括结晶和熔离)是小岩体成矿甚至成大矿的重要原因,金宝山岩体矿化部分占整个岩体的近 1/4,可能是由于深部硫化物熔离(陶璋等, 2000)与橄榄石结晶集聚于岩浆房下部,从而形成成矿元素高度富集的侵位岩浆。

## 7 结论

金宝山超镁铁岩体由原始岩浆经 11% 的橄榄石结晶和 32% 左右的斜长石结晶分异,大部分熔体相携带斜长石先期离开岩浆房或被压滤出去,剩余熔体与橄榄石结晶颗粒构成“晶-液糊”在构造挤压作用下向上运移侵位成岩。

金宝山超镁铁岩原始岩浆为低钛拉斑玄武岩岩浆,初始熔浆  $MgO$  含量为 12.93%,  $TiO_2$  为 1.17%,  $SiO_2$  为 48.64%。金宝山超镁铁岩的形成可能与裂谷作用早期的地幔热柱作用有关,原始岩浆起源于未亏损地幔的部分熔融。

## References

- Allegre C J, Treuil M, Minster J F *et al.* 1977. Systematic use of trace elements in igneous processes. Part 1: Fractional crystallization process suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 60: 57-75
- Anders E, Grevesse N. 1989. Abundances of the elements: meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53: 197-214
- Bedard J H. 1999. Petrogenesis of Boninites from the Betts Cove ophiolite, Newfoundland, Canada: identification of subducted source components. *J. Petrology*, 40(12):1853-1889
- Beswick A E. 1982. Some geochemical aspects of alteration, and genetic relations in komatiitic suites. In: Arndt NT, Nisbet EG (eds.). *Komatiites*. London-Boston-Sydney: George Allen & Unwin, 283-308
- Bhattachary S. 1967. Scale model experiments on flowage differentiation in sills. In: Wyllie PJ (ed.). *Ultramafic and related rocks*. New York: John Wiley & Sons, 69-70
- Brugmann GE and Naldrett AJ. 1993. Siderophile and chalcophile metals as tracers of the evolution of the Siberian Trap in Noril'sk region, Russia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 2001-2018
- Chai G, Naldrett A J. 1992. The Jinchuan ultramafic intrusion: cumulate of a high-Mg basaltic magma. *J. Petrology*, 33(2): 277-303
- Chen Fuwen. 1990. Petrological study on Bama ore-bearing layered mafic-ultramafic intrusion. *Acta Petrologica Sinica*, 6(4):12-26 (in Chinese with English abstract)
- Chu Xuelei, Sun Min, Zhou Meifu. 2001. The platinum-group element geochemistry in chemical geodynamics. *Acta Petrologica Sinica*, 17(1): 112-122 (in Chinese with English abstract)
- Cong Bolin. 1988. The formation and evolution of Panxi ancient rift. Beijing: Science Press, 283-287 (in Chinese)
- Deng Harlin, Li Chaoyang, Chi Liang, Hu Jing. 2000. An initiative study on the Jinbaoshan PGE Deposit. *Bulletin of Mineralogy Petrology and Geochemistry*, 19(4): 333-338
- Deng Jiafan. 1999. The sulphide Cu-Ni and Pt deposits in Yunnan. *Yunnan Geology*, 18(1): 22-35 (in Chinese with English abstract)
- Drever H I, Johnston R. 1967. The ultrabasic facies in some sills and sheets. In: Wyllie P J (ed.). *Ultramafic and related rocks*. New York: John Wiley & Sons, 51-63
- Fodor R V, Sral A N, Mukasa S B *et al.* 1990. Petrology, isotopic characteristics and K-Ar ages of the Maranhao, Northern Brazil, Mesozoic basalt province. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104: 555-567
- Hamlyn P R, Keays R R, Cameron W E, Crawford A J, Waldron H M. 1985. Precious metals in magnesian low-Ti lavas: implications for metallogenesis and sulfur saturation in primary magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49: 1797-1811
- Hanson G N, Langmuir C H. 1978. Modelling of major elements in mantle-melt systems using trace element approaches. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42: 725-741
- Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences. 1981. PGE geochemistry and PGM of PGE-bearing geological body in China. Beijing: Science Press, 1-236 (in Chinese)
- Irving A J. 1978. A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42:743-770
- Kinzler R J. 1997. Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: Application to mid-ocean ridge basalt petrogenesis. *J. G. R.*, 102(B1):853-874
- Liang Youbin, Li Yi. 1997. Genetic types and geological characteristics of PGE deposits in China. *Mineral Resources and Geology*, 11(3): 145-151 (in Chinese with English abstract)
- Mer Houjun. 1973. The relationship between the petrochemical characteristics of two trap series in South Western China and related iron and nickel mineralizations. *Geochemica*, (4):219-253 (in Chinese with English abstract)
- Naldrett A J, Cabri L J. 1976. Ultramafic and related rocks: their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum-group elements. *Economic Geology*, 71:1131-1158
- Niu Y, Batza Y. 1991. An empirical method for calculating melt compositions produced beneath mid-ocean ridges: application for axis and off axis (seamounts) melting. *J. G. R.*, 91(B13): 21753-21777
- Niu Y. 1997. Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: evidence from abyssal peridotites. *J. Petrology*, 38(8):1047-1074
- Peach C L, Mathez E A. 1996. Constraints on the formation of platinum-group element deposits in igneous rocks. *Economic Geology*, 91:439-450
- Pearce T H. 1968. A contribution to the theory of variation diagrams. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 19:142-157
- Roeder P L, Emslie R F. 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 29:275-289
- Sinkin T. 1967. Flow differentiation in the picric sills of North Skye. In: Wyllie P J (ed.). *Ultramafic and related rocks*. New York: John Wiley & Sons, 64-69
- Tang Zhongli. 1996. The main mineralization mechanism of magma sulfide deposits in China. *Acta Geologica Sinica*, 70(3):237-243 (in Chinese with English abstract)
- Tao Yan, Gao Zhennan, Luo Tanyi, Yang Zhusen, Qi Jingdong, He Yingjun. 2000. Investigation on mineralization mechanism of Jinbaoshan Pt-Pd deposit. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 19(4):337-338
- Tu Guangchi, Yang Minzhi *et al.* 1995. *Geochemistry of deposits*. Beijing: Geological Publishing House, 457-474
- Ulmer P. 1989. The dependence of Fe<sup>2+</sup>-Mg cation-partitioning between olivine and basaltic liquid on pressure, temperature and composition. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101:261-273
- Xie Guangrong, Wang Yunhang, Fan Caiyan *et al.* 1998. The rock and ore forming mechanism of Jinchuan ultramafic intrusion and the Giant sulfide deposit. *Science in China (D)*, 28(supp.): 31-36
- Xiong Shunhua, Li Jianlin. 1984. The characteristics of the late Permian basalts in the margin of continental rift in Emeishan area. *Journal of Chengdu College of Geology*, 30(3):43-59 (in Chinese with English abstract)
- Xu Yigang, Chung Sunlin. 2001. The Emeishan large igneous province: evidence for mantle plume activity and melting conditions. *Geochimica*, 30(1):1-9 (in Chinese with English abstract)
- Yang Xing, Li Hang. 1992. Pt-bearing basic and ultrabasic bodies and Pt (Group) deposits in China. Xi'an Jiaotong University Press, Xi'an, 88-91 (in Chinese)
- Yu Xueyuan. 1990. Rh, Sr and REE geochemistry of the Niutoushan basalt from the coastal area of Fujian province. *Acta Petrologica Sinica*, 6(1):36-45 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Chengjiang, Li Xiaolin. 1998. Geochemical Characteristics of Platinum Group Elements in Emeishan Basalts. *Acta Petrologica Sinica*, 14(3):299-304 (in Chinese with English abstract)

- Zhang Chengjiang, Wang Yunliang, Li Xiaolin *et al.* 1998. Geochemistry of platinum group elements in mafic-ultramafic rocks from Xinjie intrusion. *Geochimica*, 27(5):458-466 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Zhaochong, Li Zhaonan, Li Shucui. 2000. Geochemistry of the Jingpohu Holocene basaltic rocks, Heilongjiang province, and discussion on their deep processes. *Acta Petrologica Sinica*, 16(3):327-336(in Chinese with English abstract)

#### 附中文参考文献

- 陈富文. 1990. 白马含矿层状镁铁-超镁铁质侵入体的岩石学研究. *岩石学报*, 6(4):12-26
- 储雪蕾, 孙敏, 周美夫. 2001. 化学地球动力学中的铂族元素地球化学. *岩石学报*, 17(1):112-122
- 从柏林(主编). 1988. 攀西古裂谷的形成与演化. 北京: 科学出版社, 283-287
- 邓海琳, 李朝阳, 滕亮, 胡静. 2000. 云南金宝山铂族元素矿床初步研究. *矿物岩石地球化学通报*, 19(4):333-336
- 邓家藩. 1999. 云南硫化物型铜镍和铂族元素矿床. *云南地质*, 18(1):22-35
- 解广森, 汪云亮, 范彩云. 1998. 金川超镁铁岩侵入体及超大型硫化物矿床的成岩成矿机制. *中国科学(D辑)*, 28(增刊):31-36
- 梁有彬, 李艺. 1997. 中国铂族元素矿床类型和地质特征. *矿产与地质*, 11(3):145-151
- 梅厚钧. 1973. 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. *地球化学*, 4:219-253
- 汤中立. 1996. 中国岩浆硫化物矿床的主要成矿机制. *地质学报*, 70(3):237-243
- 陶瑛, 高振敏, 罗泰义, 杨竹森, 祁敬东, 禾英军. 2000. 云南省金宝山铂钯矿成矿机制探讨. *矿物岩石地球化学通报*, 19(4):337-338
- 涂光炽, 杨敏之等. 1995. *矿床地球化学*. 北京: 地质出版社, 457-474
- 熊舜华, 李建林. 1984. 峨眉山区晚二叠世大陆裂谷边缘玄武岩系的特征. *成都地质学院学报*, 30(3):43-59
- 徐义刚, 钟孙霖. 2001. 峨眉山大火成岩省: 地幔柱活动的证据及其熔融条件. *地球化学*, 30(1):1-9
- 杨星, 李行. 1992. 中国含铂基性超基性岩体与铂(族)矿床. 西安: 西安交通大学出版社, 88-91
- 于学元. 1990. 福建沿海牛头山玄武岩的钨、铋和稀土元素地球化学. *岩石学报*, 6(1):36-45
- 张成江, 李晓林. 1998. 峨眉山区玄武岩的铂族元素地球化学特征. *岩石学报*, 14(3):299-304
- 张成江, 汪云亮, 李晓林. 1998. 新街镁铁-超镁铁侵入体的铂族元素地球化学特征. *地球化学*, 27(5):458-466
- 张招崇, 李兆鼎, 李树才. 2000. 黑龙江镜泊湖地区全新世玄武岩的地球化学特征及其深部过程探讨. *岩石学报*, 16(3):327-336
- 中国科学院地球化学研究所. 1981. *中国含铂地质体铂族元素地球化学及铂族矿物*. 北京: 科学出版社, 1-236