

# 峨眉山大火成岩省内带黑谷田含钒钛磁铁矿层状岩体成因<sup>\*</sup>

陈列猛<sup>1</sup> 易俊年<sup>1,2</sup> 宋谢炎<sup>1\*\*</sup> 于宋月<sup>1</sup> 余宇伟<sup>1,2</sup> 颀炜<sup>1,2</sup> 栾燕<sup>1,2</sup> 向建新<sup>3</sup>

CHEN LieMeng<sup>1</sup>, YI JunNian<sup>1,2</sup>, SONG XieYan<sup>1\*\*</sup>, YU SongYue<sup>1</sup>, SHE YuWei<sup>1,2</sup>, XIE Wei<sup>1,2</sup>, LUAN Yan<sup>1,2</sup> and XIANG JianXin<sup>3</sup>

1. 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室, 贵阳 550002

2. 中国科学院大学, 北京 100049

3. 攀钢集团矿业有限公司, 攀枝花 617000

1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3. Mine Limited Company of the Panzhihua Group, Panzhihua 617000, China

2013-10-08 收稿, 2014-02-01 改回.

**Chen LM, Yi JN, Song XY, Yu SY, She YW, Xie W, Luan Y and Xiang JX. 2014. Petrogenesis of the Heigutian Ti-V-magnetite ore-bearing layered intrusion, the inner zone of the Emeishan large igneous province. Acta Petrologica Sinica, 30 (5): 1415–1431**

**Abstract** The Heigutian intrusion is a small-scaled gabbroic intrusion containing Ti-V-magnetite oxides and is located in the central part of the Emeishan large igneous province. In contrast to other typical large layered intrusions characterized by several cyclic units in a petrographic zone, the Heigutian intrusion is subdivided into a lower zone and an upper zone. The lower zone consists of olivine pyroxenite, magnetite gabbro, apatite gabbro and medium-grained gabbro from the base upward, whereas the upper zone consists of primarily fine-grained gabbro, and demonstrates a sharp contact between these two zones. The zircon SHRIMP U-Pb age dating result displays that the Heigutian intrusion was intruded at  $263 \pm 5$  Ma, and may be the product of the main stage of plume-related magmatism at  $\sim 260$  Ma. The Heigutian intrusion shows a close genetic relationship to the Emeishan high-Ti basalts, evidenced consistently by the mineral assemblages (mainly by clinopyroxene, plagioclase, magnetite, and small amounts of olivine, apatite), geochemical features (enriched in  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ , and  $\text{P}_2\text{O}_5$ , high Sm/Yb and low La/Sm ratios), and low initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios as well as high  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  values in the mafic rocks. The accumulation sequences and geochemical features reveal the lower zone was resulted from accumulation of olivine, clinopyroxene, magnetite, apatite and plagioclase crystallized from a single pulse of Fe-Ti-enrich magma, whereas the upper zone was generated by slightly rapid cooling consolidation of a new influx of magma. However, both the lower and upper zones were originated from the same parental magma genetically related to the Emeishan mantle plume. The lower zone has lower initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.7041 ~ 0.7051) and higher  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  values (2.1 ~ 4.4) than the upper zone (0.7050 ~ 0.7056, and 0.6 ~ 1.3, respectively), suggesting the later had experienced slightly more extensive crustal contamination relative to the former. Only the olivine pyroxenite and gabbro occur in the lower zone but absence of granites and syenites. The thick stratiform Fe-Ti oxide layers are located at the concave part of the base of the Heigutian intrusion. These observations imply that the Heigutian intrusion occurred in a magma plumbing system, and the Fe-Ti oxide layers resulted from coupling of gravity settling and sorting of the crystallized Fe-Ti oxides from Fe-Ti-enriched magmas. The discovery of the Heigutian Fe-Ti oxide bearing intrusion indicates that the small-scaled intrusions can also be very significant targets to host Fe-Ti oxide deposit and should not be ignored during exploration.

**Key words** Heigutian; Layered intrusion; Ti-V-magnetite deposit; Emeishan large igneous province; Petrogenesis

\* 本文受国家重点基础研究发展计划(2012CB416804)、中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室项目(SKLOGD-ZY125-06-201201)、中国科学院国家外国专家局创新团队国际合作伙伴计划“陆内成矿作用研究团队”(KZZD-EW-TZ-20)和国家自然科学基金项目(41172090)联合资助。

第一作者简介: 陈列猛, 男, 1981年生, 副研究员, 主要从事矿床地球化学研究, E-mail: chenliemeng@vip.gyig.ac.cn

\*\* 通讯作者: 宋谢炎, 男, 1962年生, 研究员, 主要从事岩石与矿床地球化学研究, E-mail: songxieyan@vip.gyig.ac.cn

**摘要** 黑谷田岩体产于峨眉山大火成岩省内带,是一个小型含钒钛磁铁矿辉长岩体。与区内其它典型大型基性-超基性层状岩体具有多个旋回岩相的特征不同,黑谷田层状岩体分为下部、上部两个岩相带:下部岩相带从底到顶依次为橄榄辉石岩、磁铁辉长岩、含磷灰石辉长岩和中粒辉长岩,上部岩相带为细粒辉长岩,二者呈突变接触关系。黑谷田岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为  $263 \pm 5$  Ma,表明其是  $\sim 260$  Ma 峨眉山慢柱岩浆主活动期的产物。岩石的矿物组合(主要为单斜辉石、斜长石,磁铁矿,少量橄榄石等)、元素地球化学(富  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$ ,高 Sm/Yb 及低 La/Sm)及低的初始  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值和亏损的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值特征一致指示黑谷田岩体与峨眉山高 Ti 玄武岩具有密切的内在成因联系。岩体的岩相学及地球化学特征暗示下部岩相带是富 Fe-Ti 岩浆侵入发生橄榄石、单斜辉石、磁铁矿、斜长石、磷灰石等矿物分离结晶、堆积固结的产物,而上部岩相带是另一期岩浆上侵较为快速冷却固结的结果,矿物堆积作用不显著,但是二者起源于相同的母岩浆。下部岩相带比上部岩相带具有相对低的初始  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值(分别为 0.7041  $\sim$  0.7051 和 0.7050  $\sim$  0.7056)和略高的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值(分别为 2.1  $\sim$  4.4 和 0.6  $\sim$  1.3),表明后者比前者经历了稍微强烈的地壳物质同化混染。下部岩相带仅有橄榄辉石岩及辉长岩而缺少正长岩和花岗岩,以及较厚的氧化物矿体赋存在岩体底部下凹部位说明黑谷田钒钛磁铁矿形成于岩浆通道系统中,磁铁矿在流动过程中由于重力作用堆积成矿。黑谷田含钒钛磁铁矿岩体的发现表明小型层状岩体也具有重要的 Fe-Ti 氧化物成矿潜力,在勘探找矿中不容忽视。

**关键词** 黑谷田;层状岩体;钒钛磁铁矿;峨眉山大火成岩省;成因

**中图法分类号** P581; P597.3; P611.11

## 1 引言

峨眉山大火成岩省内带发育一系列基性-超基性层状岩体中赋存着具有巨大经济价值的含 Fe-Ti 氧化物矿床(图 1),从北向南依次为太和(Hou *et al.*, 2012a; She *et al.*, 2014)、白马(Zhang *et al.*, 2012, 2013)、新街(Zhong *et al.*, 2004, 2011; 赵莉等, 2006)、红格(Zhong *et al.*, 2002; Bai *et al.*, 2012; Luan *et al.*, 2014)和攀枝花(宋谢炎等, 1999; Zhou *et al.*, 2005; Pang *et al.*, 2008a, b; 张晓琪等, 2011; Song *et al.*, 2013)。前人对这些岩(矿)体成因机制开展了大量的研究,取得的重要认识包括:①岩体的成岩(矿)年龄与峨眉山玄武岩主喷发年龄( $\sim 260$  Ma)一致,是峨眉山慢柱活动的产物(Zhou *et al.*, 2002a, 2008; 宋谢炎等, 2005; Zhong *et al.*, 2005; Zhong and Zhu, 2006; He *et al.*, 2007; Hou *et al.*, 2012b, 2013; Zhang *et al.*, 2014; 张招崇等, 2014);②含钒钛磁铁矿层状岩体空间上与峨眉山高 Ti 玄武岩密切相连,地球化学特征表明二者具有内在的成因联系;岩体的母岩浆都为富 Fe-Ti 的玄武质岩浆(Xu *et al.*, 2003; 胡瑞忠等, 2005; 宋谢炎等, 2005; Qi *et al.*, 2008; Zhou *et al.*, 2008; Zhang *et al.*, 2009, 2013, 2014; 张招崇等, 2014)是高 Ti 苦橄质岩浆在深部经过分离结晶作用形成的(Zhang *et al.*, 2006; Zhong *et al.*, 2006; 张招崇等, 2007; Hou *et al.*, 2011, 2012b, 2013; Kamenetsky *et al.*, 2012; Howarth and Prevec, 2013)。峨眉山大火成岩省内带 Fe-Ti 氧化物成矿机制存在两种完全不同的观点:① Fe-Ti 氧化物-硅酸盐熔体不混溶作用(Zhou *et al.*, 2005, 2013; Wang and Zhou, 2013);② Fe-Ti 氧化物从玄武质岩浆中分离结晶堆积成矿(Zhong *et al.*, 2005; Pang *et al.*, 2008a, b; Bai *et al.*, 2012)。近年来 Song *et al.* (2013)及其课题组通过系统对比和研究,指出峨眉山大火成岩省内带的层状岩体成矿的关键控制因素包括 Fe-Ti 氧化物从富铁钛的玄武质岩浆中较早

结晶、富 Fe-Ti 岩浆频繁补充以及 Fe-Ti 氧化物重力分选作用(Zhang *et al.*, 2012; Song *et al.*, 2013; She *et al.*, 2014; Luan *et al.*, 2014)。

与峨眉山大火成岩省内带大型含钒钛磁铁矿的基性-超基性层状岩体不同,黑谷田是一个小型的含钒钛磁铁矿层状岩体,该岩体的发现表明小型层状岩体也具有钒钛磁铁矿床的找矿潜力。本文通过对黑谷田层状岩体岩相学特征分析,结合其锆石 SHRIMP U-Pb 年代学、主量及微量元素地球化学及 Sr-Nd 同位素研究,系统探讨了岩体的成因机制。研究结果表明黑谷田岩体与攀枝花等含钒钛磁铁矿层状岩体一样,都是峨眉山慢柱主岩浆活动期的产物,与峨眉山高 Ti 玄武岩具有内在成因联系;岩体的上部和下部岩相带是两期岩浆侵入演化的产物,并且只经历弱的围岩同化混染。这些研究对于更好认识峨眉山大火成岩省内带含钒钛磁铁矿层状岩体的成岩(矿)机制以及进一步明确找矿方向具有重要意义。

## 2 区域地质背景及黑谷田层状岩体地质特征

峨眉山大火成岩省(ELIP)广泛分布于扬子板块西部三省(云南、四川和贵州),向南延伸至越南北部,出露面积超过 50 万平方千米,主要由峨眉山大陆溢流玄武岩、苦橄岩及镁铁-超镁铁质侵入岩、花岗岩和碱性岩组成(图 1)(张云湘等, 1988; 柏林, 1988),是晚二叠世( $\sim 260$  Ma 左右)峨眉山慢柱活动的结果(Chung and Jahn, 1995; Xu *et al.*, 2001; Zhou *et al.*, 2002b, Zhang *et al.*, 2014; 张招崇等, 2014)。峨眉山玄武岩根据其地球化学特征划分为高钛( $\text{Ti}/\text{Y} > 500$ )和低钛( $\text{Ti}/\text{Y} < 500$ )两个岩浆系列:高钛玄武岩在 ELIP 的内带和外带均有发育,是石榴子石地幔发生低程度部分熔融、经历弱的地壳物质同化混染的产物;低钛玄武岩主要分布在 ELIP 的内带,是地幔高程度部分熔融、经历不同程度地壳物质同化混染的结果(Xu *et al.*, 2001, 2003; Xiao *et al.*, 2004; Song *et al.*,

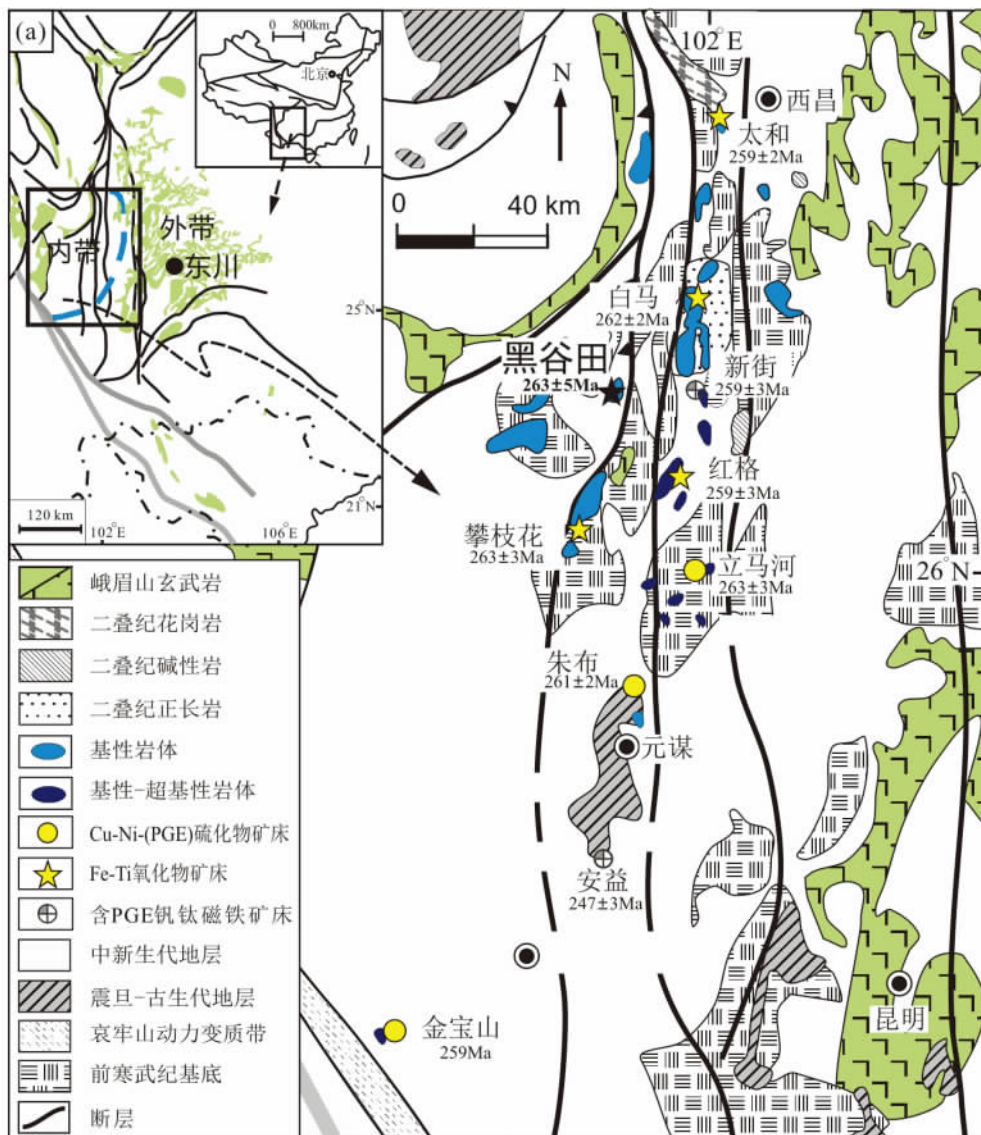


图1 峨眉山大火成岩省内带峨眉山大火成岩省内带含 Fe-Ti 氧化物层状岩体及含 Ni-Cu 硫化物基性-超基性岩体分布示意图(据攀西地质大队,1984<sup>①</sup>; Song *et al.*, 2009, 2013)

黑谷田层状岩体年龄为本次研究得到,其它各岩体年龄数据引自 Zhou *et al.* (2002b, 2005, 2008)、Zhong and Zhu (2006) 及 Yu *et al.* (2014)

Fig.1 Simplified regional geological map showing the distribution of the layered intrusions hosting giant Fe-Ti oxide deposits and the mafic-ultramafic bodies hosting Ni-Cu-(PGE) sulfide deposits in the central Emeishan large igneous province (modified after Song *et al.*, 2009, 2013)

Ages of the Heigutian layered is dated from this study, and other intrusions are from Zhou *et al.* (2002b, 2005, 2008), Zhong and Zhu (2006) and Yu *et al.* (2014)

2009)。其中,一般认为高钛玄武岩与大型的含 Fe-Ti 氧化物层状岩体(如攀枝花、白马、红格、太和等岩体)具有密切的成因联系,而低钛玄武岩主要与小型的含 Ni-Cu 硫化物基性-超基性侵入体(力马河、朱布、金山、杨柳坪和白马寨等岩体)有关(图1;胡瑞忠等,2005;宋谢炎等,2005; Song *et al.*, 2006; Tao *et al.*, 2007, 2009; Zhou *et al.*, 2008)。但亦有一

些学者对此提出不同的认识,认为它们之间不存在特定的联系(Pang *et al.*, 2008b; Shellnutt *et al.*, 2009a; Hou *et al.*, 2011)。

黑谷田含钒钛磁铁矿层状岩体产于 ELIP 内带,位于攀枝花岩体以北约 50km(图1)。黑谷田岩体长约 3km,宽 0.2~2km,呈 NEE 走向,倾向北,倾角 50°~70°,岩体底板与二

① 攀西地质大队. 1984. 攀枝花-西昌地区钒钛磁铁矿共生矿成矿规律与预测研究报告

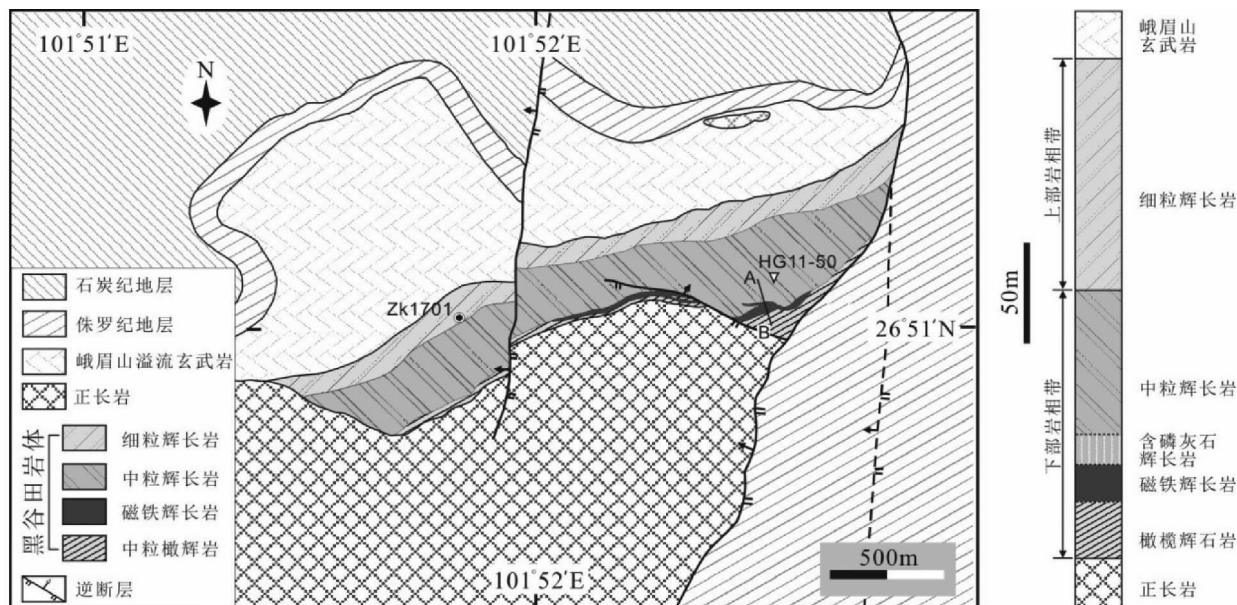


图2 黑谷田含钒钛磁铁矿层状岩体矿区地质及岩相剖面示意图(据四川省煤田地质工程勘察设计院, 2011<sup>①</sup>)

图中标记 Zk1701、HG11-50 及线段 AB 代表采样位置

Fig. 2 Simplified geological map of the Heigutian Fe-Ti-V oxide layered intrusion and its stratigraphic column

The labels of Zk1701, HG11-50 and line AB are the locations of the samples

叠纪正长岩呈断层接触,顶板为峨眉山玄武岩(图2,据四川省煤田地质工程勘察设计院,2011)。岩体被近 N-S 向断层错断,分为东、西两段,Fe-Ti 氧化物矿体主要赋存于东段岩体底部(图2)。根据岩体最近勘探资料,结合本次研究采集的样品特征,将黑谷田岩体划分下部、上部两个岩相带:前者主要由中粗粒的橄榄辉石岩及辉长岩组成,后者为细粒辉长岩,二者呈突变接触关系。

下部岩相带从底部往顶部依次为中粗粒结构的橄榄辉石岩、磁铁辉长岩、含磷灰石辉长岩及中粒辉长岩(图2)。橄榄辉石岩主要由单斜辉石(60%~80%)和橄榄石(5%~30%)组成,含少量斜长石(2%~5%)、Fe-Ti 氧化物(1%~5%)及微量的铬铁矿(<2%)和硫化物(<0.5%)(图3a)。橄榄石多为自形-半自形粒状,中粒-中粗粒结构,粒径在2~8mm之间,部分橄榄石包含有细粒的浑圆状铬铁矿颗粒(图3a)。单斜辉石多为自形-半自形柱状,与橄榄石紧密堆积形成堆晶结构,或者包含颗粒较小的橄榄石形成包橄结构。磁铁辉长岩可见明显的磁铁矿和斜长石定向排列(图3b),含有大量磁铁矿(40%~70%)和钛铁矿(5%~20%)为主要特征,以及含有10%~50%不等的硅酸盐矿物(主要为单斜辉石和斜长石)及微量的硫化物(<1%)(图3c)。磁铁矿呈自形粒状,粒径在1~3mm之间。钛铁矿呈半自形-他形粒状,粒径在1~2mm之间。磷灰石辉长岩以单斜辉石(30%~60%)和斜长石(30%~50%)为主,含较多磷灰石(3%~8%)及 Fe-Ti 氧化物(1%~10%)(图3d)。中粒辉长岩与磷

灰石辉长岩结构特征相似,二者主要差别表现在前者几乎不含磷灰石(<0.5%)(图3e)。上述岩石结构特征表明矿物结晶早晚顺序为:铬铁矿→橄榄石+单斜辉石→单斜辉石+斜长石+Fe-Ti 氧化物→单斜辉石+斜长石+磷灰石。上部岩相带细粒辉长岩主要由单斜辉石(40%~60%)和斜长石(35%~55%)组成,并且含量少量 Fe-Ti 氧化物(2%~6%)(图3f)。单斜辉石和斜长石均呈半自形-他形、细粒结构,粒径大部分小于0.5mm,二者紧密堆积。矿物结构关系暗示单斜辉石和斜长石近同时结晶。部分样品可见中粒结构斜长石斑晶,呈自形结构,长柱状,与细粒单斜辉石与斜长石堆积。不规则状 Fe-Ti 氧化物充填在单斜辉石和斜长石颗粒之间。

### 3 采样及分析方法

本研究样品采自岩体西段钻孔22件,包括上部岩相带的细粒辉长岩及下部岩相带的中粒辉长岩和含磷灰石辉长岩。由于西段岩体含矿性较差,本研究同时采集了岩体东段下部岩相带的橄榄辉石岩和磁铁辉长岩样品10件。样品经颚式破碎机破碎,用玛瑙研磨仪研磨至200目。此外,采集下部岩相带中约50kg中粒辉长岩样品,送廊坊地质诚信服务公司进行锆石挑选。

锆石 U-Pb 年龄分析在北京离子探针中心完成,分析仪

① 四川省煤田地质工程勘察设计院. 2011. 四川省米易县黑谷田钒钛磁铁矿普查报告. 内部资料

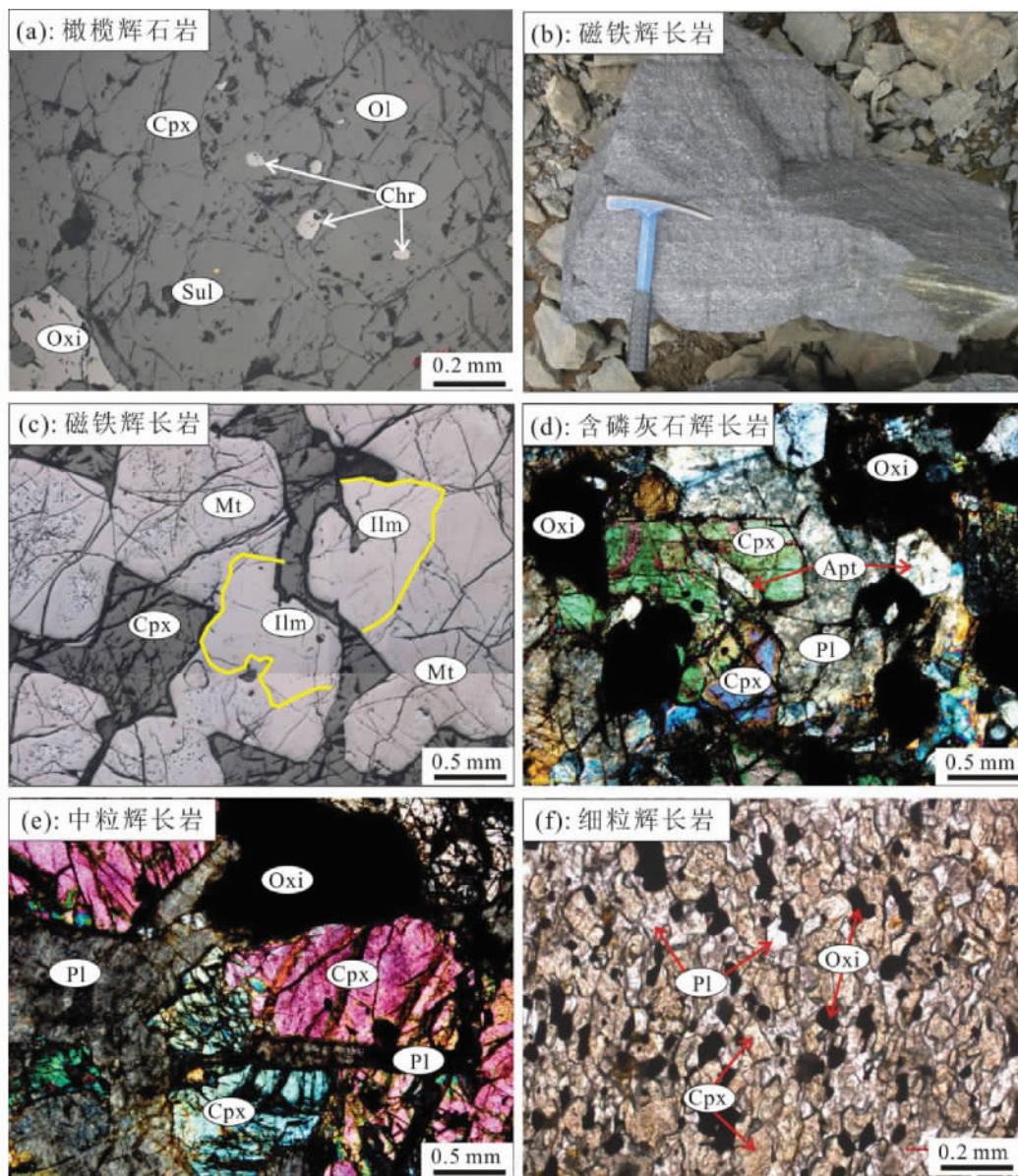


图3 黑谷田含钒钛磁铁矿层状岩体矿物显微结构及手标本照片

依次分别为下部岩相带底部 (a) 橄辉岩、往上 (b) 磁体辉长岩中磁铁矿和斜长石定向排列 (手标本)、(c) 磁体辉长岩 (显微照片)、(d) 含磷灰石辉长岩 及 (e) 顶部中粒辉长岩; (f) 为上部岩相带的细粒辉长岩。缩写: Ol-橄榄石; Cpx-单斜辉石; Pl-斜长石; Mt-磁铁矿; Ilm-钛铁矿; Chr-铬铁矿; Apt-磷灰石; Oxi-Fe-Ti 氧化物; Sul-硫化物

Fig. 3 Lithological structures and textures of the Heigutian Fe-Ti-V oxide layered intrusion rocks Photos

(a) -olivine-pyroxenite; (b) -lamination defined by orientation of magnetite and plagioclase in the magnetite-gabbro; (c) -magnetite-gabbro; (d) -apatite-gabbro and (e) -medium-grained gabbro from base upward of the Lower Zone, respectively; microphotograph (f) showing fine-grained gabbro in the Upper Zone. Ol-olivine; Cpx-clinopyroxene; Pl-plagioclase; Mt-magnetite; Ilm-ilmenite; Chr-chromite; Apt-apatite; Oxi-Fe-Ti oxide; Sul-sulfide

器为 SHRIMP II 二次离子探针。年龄校正所用标样为 TEM (417Ma), U、Th、Pb 含量由标样 M257 (561.3Ma,  $U = 840 \times 10^{-6}$ ) 来校正。数据处理采用 Ludwig (2001a, b) 所设计的 SQUID 1.03 和 Isoplot/Ex2.49 程序进行计算, 普通 Pb 用  $^{204}\text{Pb}$  进行校正。具体分析方法见宋彪等 (2002)。分析结果如表 1 所示。

全岩主量元素分析送澳实分析检测 (广州) 有限公司采用 X 荧光光谱法完成。三价铁和二价铁含量测定采用湿化学方法分析, 分析误差范围 1% ~ 5%。全岩微量元素在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成, 测试仪器为 Perkin-Elmer Sciex ELAN DRC-e 电感耦合等离子体质谱仪, 分析精度优于 10%。具体方法见 Qi *et al.* (2000)。

表1 黑谷田岩体辉长岩中锆石 SHRIMP U-Pb 年龄分析结果

Table 1 SHRIMP U-Pb isotopic data for zircons from the Heigutian gabbro

测点号	$^{206}\text{Pb}_c$ ( $\times 10^{-6}$ )	$^{206}\text{Pb}^*$ (%)	U Th		$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$		$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	
			( $\times 10^{-6}$ )		年龄(Ma)	误差(Ma)	比值	$\pm 1\sigma$ (%)	比值	$\pm 1\sigma$ (%)	比值	$\pm 1\sigma$ (%)
HG11-50-1.1	2.52	11.2	58.3	39.0	282	$\pm 13$	0.0670	45	0.410	46	0.0447	4.9
HG11-50-2.1	5.26	7.46	139	126	256.7	$\pm 10.0$	0.0570	26	0.320	26	0.0406	4
HG11-50-3.1	1.48	13.5	37.1	33.5	253	$\pm 16$	0.0530	71	0.290	72	0.0400	6.3
HG11-50-4.1	3.15	9.19	78.4	73.9	268	$\pm 15$	0.0840	41	0.490	41	0.0425	5.7
HG11-50-5.1	1.5	24.4	30.8	24.0	271	$\pm 35$	0.1030	96	0.610	97	0.0430	13
HG11-50-6.1	2.17	19.7	53.2	37.6	241	$\pm 17$	0.0840	71	0.440	71	0.0381	7
HG11-50-7.1	2.42	14.7	55.6	38.0	273	$\pm 15$	0.0950	37	0.560	38	0.0432	5.5
HG11-50-8.1	1.99	19.8	43.6	37.0	269	$\pm 29$	0.1260	68	0.740	69	0.0427	11
HG11-50-9.1	4.76	4.37	127	98.1	264.3	$\pm 9.4$	0.0558	17	0.322	18	0.0419	3.6
HG11-50-10.1	1.78	11.3	42.2	39.8	275	$\pm 15$	0.0920	39	0.550	39	0.0436	5.6
HG11-50-11.1	4.09	4.61	105	63.8	273	$\pm 10$	0.0510	21	0.305	21	0.0433	3.7
HG11-50-12.1	2.08	10.7	48.7	31.7	280	$\pm 13$	0.0310	80	0.190	80	0.0443	4.8
HG11-50-13.1	6.53	3.79	180	109	256.5	$\pm 8.8$	0.0454	19	0.254	19	0.0406	3.5
HG11-50-14.1	8.27	2.80	230	218	256.5	$\pm 8.6$	0.0427	13	0.239	13	0.0406	3.4
HG11-50-15.1	4.18	3.13	109	102	273.8	$\pm 9.6$	0.0558	16	0.334	17	0.0434	3.6
HG11-50-16.1	14.4	2.13	419	468	247.1	$\pm 8.1$	0.0487	11	0.262	12	0.0391	3.3
HG11-50-17.1	6.98	1.97	192	142	261.6	$\pm 8.7$	0.0592	9.2	0.338	9.8	0.0414	3.4

注:  $\text{Pb}_c$  和  $\text{Pb}^*$  分别为普通 Pb 和放射性 Pb; 普通 Pb 用  $^{204}\text{Pb}$  校正普通铅; U-Pb 年龄及同位素比值误差均为  $1\sigma$ , 表中表示的误差为最后 2~3 位数字

样品主微量元素测试结果见表 2。

Sr-Nd 同位素分析在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室测定, 分析仪器为 Thermo Fisher 公司 TRITON 热离子质谱仪。Sr、Nd 同位素的质量分馏分别基于  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$  和  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$  进行校正。国际标样 NBS-987  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$  的测试值为  $0.710255 \pm 7$  ( $n=40$ ), 国际标样 JNdi-1  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  测试值为  $0.512096 \pm 5$  ( $n=40$ ) 标样结果与文献报道值在误差范围内一致(分别为  $0.710252 \pm 13$  和  $0.512115 \pm 7$ )。分析结果如表 3 所示。

## 4 分析结果

### 4.1 锆石 SHRIMP U-Pb 定年

从分析结果(表 1)中可以得到锆石 U 含量在  $31 \times 10^{-6}$  ~  $419 \times 10^{-6}$  之间, Th 含量在  $24 \times 10^{-6}$  ~  $468 \times 10^{-6}$  之间, Th/U 比值为 0.62 ~ 1.15, 具有典型岩浆锆石的 Th/U 比值(Williams *et al.*, 1996; Hoskin *et al.*, 2000)。在谐和曲线年龄图中(图 4) 样品数据点成群分布, 其  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄的加权平均值为  $263 \pm 5\text{Ma}$  ( $n=17$ , MSWD=0.92), 即黑谷田层状岩体侵位时代为晚二叠世。

### 4.2 主量元素

如图 5 所示, 下部岩相带底部橄榄辉石岩富  $\text{MgO}$  (15.3% ~ 20.4%) 及  $\text{CaO}$  (10.9% ~ 13.2%), 贫  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$  (全  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 14.4% ~ 17.1%)、 $\text{TiO}_2$  (1.52% ~ 2.44%) 及  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (4.59% ~ 8.13%)。磁铁辉长岩以富  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$  (58.7% ~

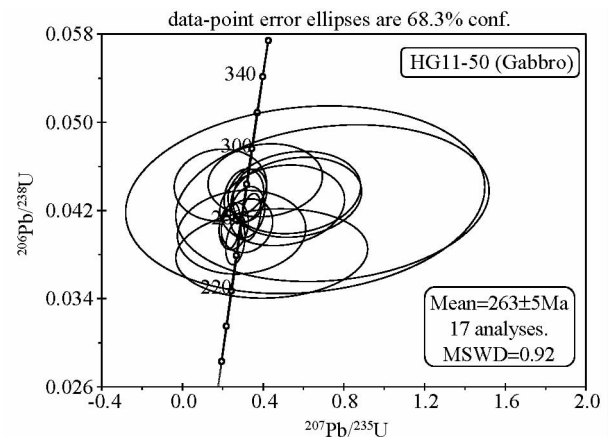


图4 黑谷田层状岩体辉长岩(HG11-50)中锆石 SHRIMP U-Pb 谐和曲线图

Fig. 4 SHRIMP zircon U-Pb concordia diagram of a gabbro (HG11-50) from the Heigutian layered intrusion

66.6%)、 $\text{TiO}_2$  (13.6% ~ 15.1%)、贫  $\text{CaO}$  (1.83% ~ 3.51%) 及  $\text{MgO}$  (4.30% ~ 4.83%) 为主要特征。含磷灰石辉长岩及中粒辉长岩则富  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (8.15% ~ 12.3%) 及  $\text{CaO}$  (8.37% ~ 12.8%), 贫  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$  (14.8% ~ 29.3%)、 $\text{TiO}_2$  (3.34% ~ 11.2%) 及  $\text{MgO}$  (4.39% ~ 7.64%)。下部岩相带岩石的  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ 、 $\text{TiO}_2$  与  $\text{SiO}_2$  呈明显的负相关关系。相反, 除底部橄榄辉石岩外, 其它岩石的  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$  与  $\text{SiO}_2$  呈明显正相关性(图 5a-d)。主量元素之间的变化与 Fe-Ti 氧化物岩体样品变化范围一致, 而与含 Ni-Cu 硫化物岩体的差别显著(图 5)。

表2 黑谷田岩体岩石中主量(wt%)、微量元素( $\times 10^{-6}$ )含量分析结果

Table 2 Major oxide (wt%) and trace element ( $\times 10^{-6}$ ) concentrations of the rocks of the Heigutian intrusion

位置	地表									
深度(m)										
样品号	HG11-41	HG11-42	HG11-43	HG11-44	HG11-45	HG11-31	HG11-32	HG11-36	HG11-37	HG11-38
岩性	橄榄辉石岩					磁铁辉长岩				
SiO <sub>2</sub>	41.62	41.96	42.01	42.18	42.44	11.56	8.59	6.79	9.00	9.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.72	5.88	6.58	8.13	4.59	6.16	5.50	5.43	5.38	6.24
TiO <sub>2</sub>	1.88	1.96	2.44	3.43	1.52	13.60	14.65	15.07	14.75	14.76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	14.82	14.40	17.08	15.40	17.05	58.73	63.34	66.56	62.61	61.94
MnO	0.20	0.19	0.24	0.20	0.26	0.40	0.42	0.43	0.42	0.41
MgO	20.40	20.10	17.09	15.33	18.46	4.80	4.63	4.30	4.83	4.34
CaO	11.50	11.86	12.13	13.16	10.90	3.51	2.45	1.83	2.44	2.36
Na <sub>2</sub> O	0.48	0.36	0.65	0.75	0.55	0.24	0.31	0.20	0.30	0.42
K <sub>2</sub> O	0.02	0.02	0.03	0.05	0.04	0.06	0.11	0.03	0.05	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.10	0.10	0.19	0.07	0.05	0.06	0.02	0.06	0.06
Total	99.39	99.43	99.73	99.83	99.59	99.48	99.40	99.80	99.05	99.84
Sc	33.3	33.3	33.7	33.3	33.2	19.1	17.8	16.1	17.5	16.0
V	307	309	372	381	253	1820	2030	2110	2060	1980
Cr	1730	1660	1410	1110	1570	46	43	47	51	54
Co	116	107	116	101	112	199	213	206	229	208
Ni	789	748	558	545	736	77	97	100	83	81
Cu	30.3	34.5	39.4	90.1	22.2	182	175	149	173	196
La	4.70	2.92	5.45	6.73	3.19	2.00	2.55	0.53	2.07	2.19
Ce	13.90	10.40	15.90	20.10	9.78	4.94	6.24	1.45	5.00	5.24
Pr	2.28	1.91	2.62	3.34	1.69	0.74	0.91	0.22	0.72	0.73
Nd	11.70	10.50	13.30	16.80	9.45	3.62	4.17	1.15	3.34	3.35
Sm	3.27	3.08	3.77	4.60	2.88	1.02	1.07	0.38	0.88	0.86
Eu	1.21	1.19	1.47	1.76	1.19	0.50	0.45	0.22	0.41	0.44
Gd	3.48	3.49	4.15	5.16	3.39	1.11	1.07	0.46	0.94	0.91
Tb	0.52	0.52	0.61	0.75	0.49	0.16	0.16	0.06	0.14	0.14
Dy	2.77	2.78	3.26	3.90	2.77	0.81	0.86	0.34	0.69	0.63
Ho	0.56	0.54	0.65	0.74	0.54	0.17	0.16	0.07	0.14	0.12
Er	1.30	1.26	1.59	1.73	1.26	0.39	0.41	0.17	0.33	0.31
Tm	0.16	0.16	0.19	0.22	0.16	0.05	0.05	0.02	0.04	0.05
Yb	0.99	0.96	1.20	1.27	0.91	0.29	0.33	0.13	0.25	0.23
Lu	0.14	0.13	0.16	0.18	0.13	0.05	0.04	0.02	0.04	0.04
Rb	0.64	0.83	0.74	1.33	1.27	1.02	2.07	0.39	1.03	1.98
Sr	153	127	170	340	114	91	69	69	83	111
Ba	33.8	11.4	42.6	44.8	45.1	33.6	48.5	16.3	35.6	49.5
Y	13.10	12.60	15.30	17.40	12.00	3.77	4.02	1.52	3.35	3.06
Nb	9.33	5.78	8.89	15.84	2.17	5.04	5.75	5.26	6.25	6.55
Ta	0.55	0.41	-	1.08	0.17	0.40	0.44	0.41	0.49	0.51
Zr	54.6	37.2	53.7	61.5	28.9	27.2	31.9	24.5	31.3	32.7
Hf	1.58	1.34	1.76	2.16	1.17	0.97	0.98	0.79	0.97	1.00
Th	0.05	0.02	0.09	0.05	0.18	0.15	0.24	0.03	0.15	0.19
Ga	11.2	10.7	13.4	15.1	9.3	37.6	40.2	40.1	39.6	38.9
La/Sm	1.44	0.95	1.45	1.46	1.11	1.96	2.38	1.39	2.37	2.56
Sm/Yb	3.31	3.22	3.14	3.62	3.15	3.48	3.26	2.88	3.49	3.74

位置	ZK1702										
深度(m)	397	392	375	362	331	314	297	274	257	236	213
样品号	HG11-20	HG11-22	HG11-14	HG11-15	HG11-16	HG11-17	HG11-18	HG11-19	HG11-08	HG11-09	HG11-10
岩性	含磷灰石辉长岩		中粒辉长岩				细粒辉长岩				
SiO <sub>2</sub>	39.90	39.65	33.36	38.98	39.54	43.92	38.64	44.08	44.31	42.74	48.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.39	10.45	8.15	10.78	10.80	12.30	11.07	14.26	12.79	13.35	14.43

续表 2

Continued Table 2

位置	ZK1702											
深度(m)	397	392	375	362	331	314	297	274	257	236	213	
样品号	HG11-20	HG11-22	HG11-44	HG11-45	HG11-46	HG11-47	HG11-48	HG11-49	HG11-08	HG11-09	HG11-40	
岩性	含磷灰石辉长岩			中粒辉长岩				细粒辉长岩				
TiO <sub>2</sub>	6.00	6.08	11.23	4.85	6.23	3.34	7.46	3.02	2.30	3.37	1.82	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	20.63	20.06	29.31	22.24	19.52	14.78	20.59	14.33	14.18	15.09	12.12	
MnO	0.45	0.43	0.44	0.27	0.41	0.23	0.27	0.24	0.21	0.28	0.19	
MgO	4.39	5.10	5.64	6.81	7.30	7.64	6.96	7.67	9.74	8.06	7.78	
CaO	10.00	10.70	8.37	10.56	11.14	12.82	11.23	11.20	13.46	12.53	11.05	
Na <sub>2</sub> O	3.06	2.76	1.77	1.77	1.85	2.10	1.67	2.33	1.18	1.69	2.80	
K <sub>2</sub> O	0.81	0.57	0.51	0.93	0.08	0.67	0.51	0.47	0.49	0.25	0.20	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2.88	2.71	0.35	0.11	0.05	0.25	0.10	0.33	0.23	0.34	0.20	
Total	99.67	99.86	99.90	99.33	100.04	99.66	99.95	99.67	99.74	99.33	100.01	
Sc	16.2	18.6	26.7	31.4	29.1	28.3	31.7	25.3	32.9	29.6	27.2	
V	204	244	505	573	417	320	451	352	339	363	290	
Cr	13.4	12.5	15.7	14.5	14.6	157	12.5	337	347	421	315	
Co	49.7	50.6	76.3	86.2	70.4	57.4	90.1	61.4	85.6	84.3	67.3	
Ni	2.8	2.8	2.7	15.7	16.1	44.4	12.6	101	113	183	144	
Cu	41.9	45.1	86.1	61.8	70.5	30.3	97.3	22.6	18.9	21.6	39.7	
La	67.5	54.0	37.5	5.6	3.9	7.5	5.6	8.0	9.8	17.6	14.2	
Ce	158	126	87.6	14.8	10.1	19.9	14.0	20.8	25.3	43.3	32.2	
Pr	21.5	17.9	11.30	2.20	1.53	3.11	2.12	3.26	3.86	6.22	4.43	
Nd	96.3	80.7	43.9	10.7	7.8	15.7	10.5	16.8	18.5	28.3	19.9	
Sm	21.7	18.3	8.22	2.93	2.29	4.06	2.97	4.34	4.55	6.61	4.66	
Eu	6.59	5.83	3.07	1.34	1.23	1.79	1.55	2.02	1.70	2.36	1.83	
Gd	21.0	17.4	7.62	3.02	2.58	4.12	3.17	4.40	4.43	6.23	4.68	
Tb	3.11	2.53	1.08	0.47	0.40	0.62	0.48	0.66	0.69	0.92	0.72	
Dy	15.2	12.1	5.15	2.43	2.12	3.23	2.48	3.32	3.55	4.73	3.88	
Ho	2.96	2.37	1.02	0.49	0.42	0.62	0.48	0.64	0.73	0.94	0.78	
Er	6.98	5.60	2.49	1.14	1.03	1.51	1.17	1.52	1.76	2.32	1.92	
Tm	0.84	0.65	0.31	0.15	0.13	0.18	0.14	0.18	0.23	0.29	0.26	
Yb	4.83	3.79	1.82	0.86	0.81	1.07	0.86	1.07	1.28	1.74	1.58	
Lu	0.66	0.51	0.26	0.11	0.11	0.16	0.12	0.15	0.18	0.25	0.24	
Rb	20.6	13.6	16.0	29.2	2.26	17.6	12.1	10.9	11.5	5.01	1.53	
Sr	506	563	418	589	194	744	608	761	867	992	631	
Ba	334	337	331	284	45.3	278	359	243	315	267	221	
Y	72.8	58.7	26.1	11.9	10.2	15.1	12.0	15.5	17.6	22.7	19.2	
Nb	54.3	42.1	51.1	6.1	12.0	4.9	13.6	7.3	12.3	29.8	13.2	
Ta	3.23	2.43	2.92	0.41	0.83	0.38	0.99	0.63	0.72	1.64	0.74	
Zr	304	154	157	44.7	47.8	42.9	57.4	33.1	38.7	86.7	65.1	
Hf	7.59	3.93	3.77	1.31	1.37	1.47	1.73	1.38	1.33	2.24	1.91	
Th	4.07	2.07	2.20	0.38	0.29	0.18	0.34	0.07	0.08	0.26	0.11	
Ga	24.1	21.7	22.7	19.4	19.2	20.5	17.8	20.4	19.3	23.2	20.1	
La/Sm	3.11	2.95	4.56	1.92	1.69	1.84	1.87	1.84	2.15	2.66	3.05	
Sm/Yb	4.49	4.83	4.52	3.41	2.84	3.79	3.44	4.06	3.55	3.80	2.95	

位置	ZK1702										
深度(m)	200	181	160	145	119	100	84	65	53	35	8
样品号	HG11-41	HG11-42	HG11-43	HG11-01	HG11-02	HG11-03	HG11-04	HG11-05	HG11-06	HG11-07	HG11-23
岩性	细粒辉长岩										
SiO <sub>2</sub>	45.86	44.18	42.95	47.48	46.66	47.07	46.81	44.92	45.48	46.32	45.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.67	13.20	13.31	14.07	12.96	14.03	13.58	14.34	12.28	13.73	14.70
TiO <sub>2</sub>	1.83	2.61	3.49	2.23	2.55	1.97	2.24	3.10	2.76	3.01	3.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	12.82	15.48	16.66	12.55	13.10	12.83	12.81	14.60	14.15	14.59	14.45



续表 2

Continued Table 2

位置 深度(m)	ZK1702										
	200	181	160	145	119	100	84	65	53	35	8
样品号	HG11-11	HG11-12	HG11-13	HG11-01	HG11-02	HG11-03	HG11-04	HG11-05	HG11-06	HG11-07	HG11-23
岩性	细粒辉长岩										
MnO	0.20	0.31	0.25	0.18	0.20	0.19	0.19	0.20	0.19	0.18	0.20
MgO	8.80	7.55	7.75	7.23	7.81	8.21	8.06	7.05	8.60	6.97	6.34
CaO	12.50	12.68	13.10	11.84	11.95	12.52	13.06	11.63	12.57	10.04	11.21
Na <sub>2</sub> O	2.20	2.25	1.44	2.61	2.46	2.22	2.12	2.43	2.07	3.00	2.76
K <sub>2</sub> O	0.14	0.20	0.19	0.24	0.25	0.22	0.23	0.37	0.35	0.33	0.22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.35	0.43	0.25	0.28	0.23	0.24	0.34	0.30	0.32	0.34
Total	99.30	99.79	99.79	99.86	99.51	99.78	99.77	99.97	99.73	99.79	99.67
Sc	28.8	31.1	31.7	28.8	27.4	28.6	29.4	25.7	30.5	26.8	27.7
V	276	309	402	310	287	287	308	320	306	326	330
Cr	306	211	248	130	279	271	148	128	306	187	196
Co	76.0	76.1	75.4	65.4	67.5	75.1	75.0	72.2	72.9	66.7	78.8
Ni	106	95.5	104	79.0	81.7	96.1	82.5	81.5	92.4	90.3	92.1
Cu	18.1	53.7	138	33.3	70.1	73.6	113.0	45.3	125.0	54.5	86.5
La	10.3	16.6	21.3	20.0	25.4	13.1	16.9	22.5	22.6	30.0	27.5
Ce	24.7	40.2	51.0	45.1	56.6	30.9	40.2	54.7	52.2	65.5	60.3
Pr	3.60	5.87	7.24	6.12	7.63	4.42	5.58	7.60	7.13	8.88	8.02
Nd	16.8	27.1	32.4	26.9	32.7	20.1	25.2	34.0	31.5	38.6	35.5
Sm	4.15	6.62	7.48	5.91	6.81	4.65	5.64	7.58	6.94	8.66	7.98
Eu	1.56	2.28	2.62	2.01	2.21	1.72	1.94	2.56	2.34	2.62	2.71
Gd	4.16	6.43	7.14	5.22	5.89	4.35	5.22	6.70	6.28	7.45	7.49
Tb	0.64	0.98	1.10	0.83	0.89	0.70	0.82	1.07	0.94	1.21	1.17
Dy	3.42	5.13	5.61	4.15	4.38	3.69	4.25	5.57	4.55	6.16	5.81
Ho	0.70	1.04	1.15	0.88	0.83	0.77	0.86	1.15	0.89	1.26	1.18
Er	1.77	2.60	2.84	2.17	2.14	1.90	2.18	2.83	2.18	3.22	3.00
Tm	0.22	0.32	0.35	0.28	0.26	0.25	0.26	0.36	0.28	0.40	0.37
Yb	1.40	2.02	2.23	1.67	1.69	1.57	1.70	2.21	1.67	2.61	2.44
Lu	0.19	0.29	0.31	0.24	0.22	0.21	0.23	0.31	0.23	0.35	0.33
Rb	1.95	2.99	3.79	2.03	2.34	2.84	2.28	5.36	5.34	2.63	1.71
Sr	632	598	570	568	630	597	587	659	679	668	678
Ba	135	276	150	307	312	177	192	247	277	505	396
Y	17.2	25.5	27.9	21.4	20.8	18.2	20.0	26.5	22.0	29.9	29.6
Nb	10.7	15.4	36.2	21.5	27.0	12.9	19.1	28.1	26.5	29.6	29.4
Ta	0.57	0.87	1.87	1.25	1.56	0.79	1.17	1.69	1.45	1.72	1.54
Zr	53.7	73.4	128	112	127	54.1	86.0	116	111	135	143
Hf	1.54	2.32	3.31	2.87	3.37	1.66	2.41	3.22	2.89	3.76	3.67
Th	0.11	0.16	0.31	0.39	0.53	0.19	0.32	0.75	0.27	0.21	0.34
Ga	19.7	21.9	23.6	19.7	19.4	19.3	20.4	22.8	19.3	21.0	22.3
La/Sm	2.48	2.51	2.85	3.38	3.73	2.82	3.00	2.97	3.26	3.46	3.45
Sm/Yb	2.96	3.28	3.35	3.54	4.03	2.96	3.32	3.43	4.16	3.32	3.27

与下部岩相带相比,上部岩相带的细粒辉长岩的主量元素含量变化很小,主要表现为富 SiO<sub>2</sub> (42.1% ~ 48.7%)、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (12.3% ~ 14.7%), 贫 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup> (12.1% ~ 16.7%)、TiO<sub>2</sub> (1.82% ~ 3.10%), CaO 及 MgO 的含量分别在 10.0% ~ 13.5% 及 6.34% ~ 9.74% 之间(表 2、图 5)。这些主量元素与 SiO<sub>2</sub> (42.1% ~ 48.7%) 无明显的相关关系(图 5)。

#### 4.3 微量及稀土元素

从微量元素元素原始地幔标准化图中(图 6a-c)可以得到,下部岩相带橄辉石岩以 Nb、Ta 及 Ti 明显富集、Th 强烈

亏损为主要特征。磁铁辉长岩、及中粒辉长岩也表现为 Nb、Ta、Ti 明显富集及 Sr 弱正异常、Th 强烈亏损以及 Zr、Hf 轻微亏损,这些特征与攀枝花岩体下部岩相带的微量元素元素原始地幔标准化模式一致(图 6a, b)。含磷灰石辉长岩则表现为明显的 P 正异常、Sr 负异常,与攀枝花岩体上部岩相带含磷灰石辉长岩的微量元素标准化配分模式特征(Song *et al.*, 2013) 相似。上部岩相带细粒辉长岩出现 Eu、Ti 微弱富集、Zr、Hf 轻微亏损、以及 Th 强烈负异常,此外,部分样品出现弱的 Sr 正异常(图 6c)。

从稀土元素球粒陨石蛛网图中(图 6d-f)可以发现,下部

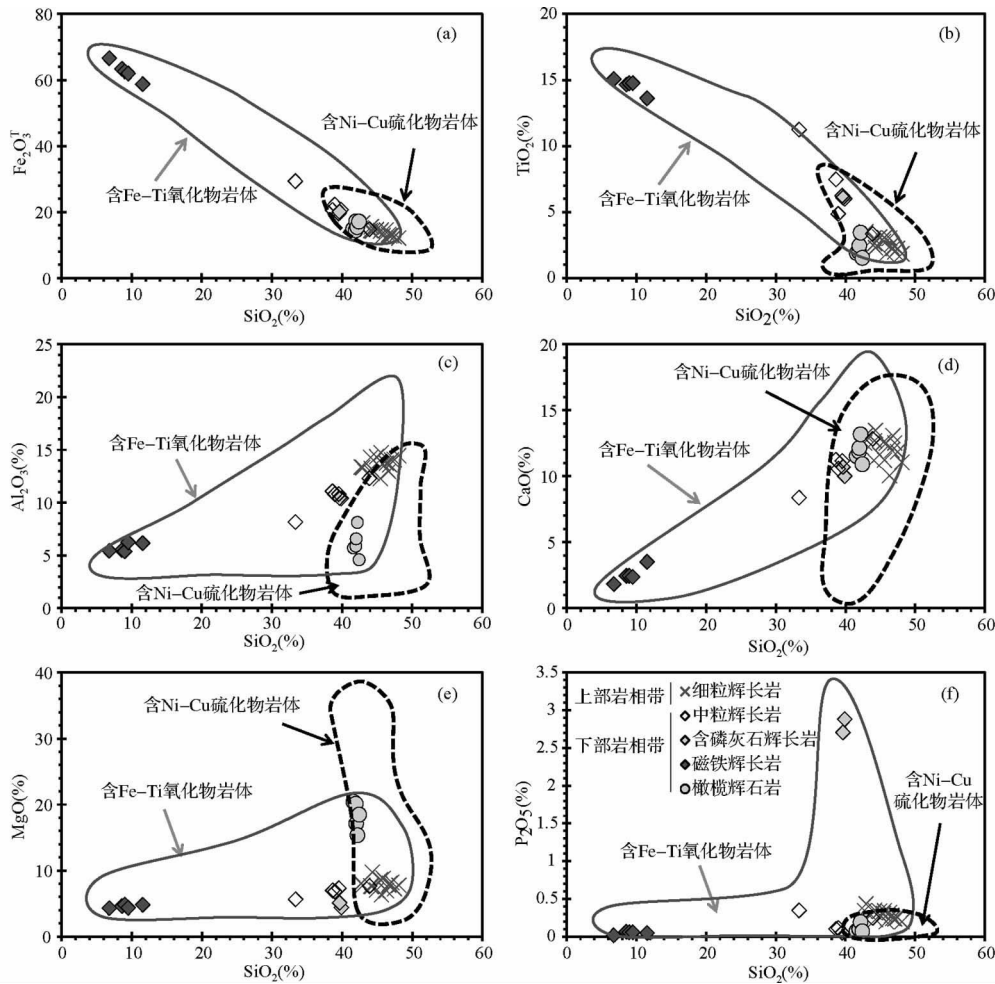


图5 黑谷田层状岩体全岩 SiO<sub>2</sub> 与 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup>、TiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、CaO、MgO 二元相关图

攀枝花岩体数据引自 Song *et al.* (2013) ,其它岩体数据引自 Zhou *et al.* (2008)

Fig. 5 Plots of SiO<sub>2</sub> versus Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, and MgO for the whole rock of the Heigutian layered intrusion, respectively

The data of the Panzhuhua intrusion are after Song *et al.* (2013); the data of other intrusions are after Zhou *et al.* (2008)

岩相带橄榄辉石岩出现微弱的中 REE 富集、重 REE 亏损。磁铁辉长岩及辉长岩的 REE 总量明显少于橄榄辉石岩,整体表现为右倾趋势,重 REE 亏损,有弱的 Eu 正异常,与攀枝花岩体下部岩相带的稀土元素标准化配分模式特征相似 (Song *et al.*, 2013)。含磷灰石辉长岩的 REE 总量明显高于其它岩石,暗示 REE 主要富集在磷灰石中,并且表现为明显的右倾、重 REE 亏损特征。上部岩相带细粒辉长岩的 REE 配分模式较为一致,以 LREE 富集、HREE 亏损右倾为主要特征。

#### 4.4 Sr-Nd 同位素

Sr、Nd 同位素初始值以 263Ma 计算得到(表 3)。尽管岩体全岩的初始 Sr 同位素比值 (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>263Ma</sub> 较为均一,但上部、下部岩相带存在一定差别。下部岩相带全岩的 (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>263Ma</sub> 在 0.7041 ~ 0.7051 之间,ε<sub>Nd</sub>(263Ma) 值在 2.12 ~ 4.44 之间(除 HG11-17 为 0.52 外);而上部岩相带全岩的

(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>263Ma</sub> 在 0.7050 ~ 0.7056 之间,ε<sub>Nd</sub>(263Ma) 值在 0.62 ~ 1.27 之间。从(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>263Ma</sub> 与 ε<sub>Nd</sub>(t) 相关图中可以看出,黑谷田岩体的样品落在 ELIP 高 Ti 玄武岩投影区域内,与攀枝花、白马、太和等含 Fe-Ti 氧化物层状岩体的样品的投影范围一致(图 7)。

## 5 讨论

如前所述,与峨眉山大火成岩省内带含 Fe-Ti 氧化物层状岩体如攀枝花、白马、红格等相比,黑谷田岩体的岩性简单且岩相旋回不发育,下部、上部岩相带的岩石组合、元素及同位素地球化学差别明显,表明二者成岩过程不同。以下我们主要探讨黑谷田岩体的成因机制。

表3 黑谷田岩体岩石中 Sr、Nd 同位素成分

Table 3 Sr and Nd isotopic compositions of the rocks of the Heigutian intrusion

样品号	岩性	Nd ( $\times 10^{-6}$ )	Sm ( $\times 10^{-6}$ )	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	( $2\sigma$ )	$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_t$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	Rb ( $\times 10^{-6}$ )	Sr ( $\times 10^{-6}$ )	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$	( $2\sigma$ )	$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_t$
HG11-41	橄榄辉石岩	11.7	3.27	0.512746	2	0.512455	3.04	0.64	153	0.704239	14	0.704194
HG11-42	橄榄辉石岩	10.5	3.08	0.512832	4	0.512527	4.44	0.83	127	0.704132	16	0.704061
HG11-43	橄榄辉石岩	13.3	3.77	0.512749	4	0.512454	3.02	0.74	170	0.704557	12	0.704510
HG11-44	橄榄辉石岩	16.8	4.60	0.512719	4	0.512434	2.63	1.33	340	0.704566	8	0.704524
HG11-45	橄榄辉石岩	9.5	2.88	0.512744	2	0.512427	2.49	1.27	114	0.704696	8	0.704576
HG11-20	含磷灰石辉长岩	96.3	21.70	0.512660	2	0.512426	2.46	20.60	506	0.704880	12	0.704439
HG11-22	含磷灰石辉长岩	80.7	18.30	0.512654	2	0.512418	2.32	13.60	563	0.704739	8	0.704478
HG11-15	中粒辉长岩	10.7	2.93	0.512693	4	0.512408	2.12	29.20	589	0.705657	12	0.705121
HG11-16	中粒辉长岩	7.8	2.29	0.512740	2	0.512436	2.66	2.26	194	0.705271	8	0.705145
HG11-17	中粒辉长岩	15.7	4.06	0.512595	4	0.512326	0.52	17.60	744	0.705368	8	0.705112
HG11-18	中粒辉长岩	10.5	2.97	0.512750	2	0.512456	3.05	12.10	608	0.705089	8	0.704874
HG11-19	细粒辉长岩	16.8	4.34	0.512633	2	0.512364	1.27	10.90	761	0.705143	8	0.704988
HG11-09	细粒辉长岩	28.3	6.61	0.512585	4	0.512342	0.83	5.01	992	0.705617	10	0.705563
HG11-11	细粒辉长岩	16.8	4.15	0.512611	4	0.512354	1.07	1.95	632	0.705160	10	0.705127
HG11-12	细粒辉长岩	27.1	6.62	0.512627	2	0.512373	1.43	2.99	598	0.705166	10	0.705112
HG11-01	细粒辉长岩	26.9	5.91	0.512586	6	0.512357	1.13	2.03	568	0.705160	24	0.705122
HG11-02	细粒辉长岩	32.7	6.81	0.512575	4	0.512358	1.15	2.34	630	0.705365	12	0.705325
HG11-03	细粒辉长岩	20.1	4.65	0.512589	4	0.512348	0.96	2.84	597	0.705197	16	0.705146
HG11-04	细粒辉长岩	25.2	5.64	0.512564	4	0.512331	0.62	2.28	587	0.705199	10	0.705157
HG11-06	细粒辉长岩	31.5	6.94	0.512581	2	0.512352	1.02	5.34	679	0.705363	10	0.705278

### 5.1 岩体侵位年龄及其与峨眉山地幔柱的联系

确定岩体侵位年龄是探讨岩体成因机制的一个关键科学问题。已有大量的年代学研究表明峨眉山大火成岩省内带的含 Fe-Ti 氧化物矿床大型层状岩体(如攀枝花为  $263 \pm 3\text{Ma}$  Zhou *et al.*, 2005; 红格岩体为  $259 \pm 1.3\text{Ma}$  Zhong and Zhu, 2006; 白马岩体为  $261 \pm 2\text{Ma}$  Zhou *et al.*, 2008)、含 Ni-Cu 硫化物矿床小型超基性岩体(如力马河岩体  $263 \pm 3\text{Ma}$ , 朱布岩体为  $261 \pm 2\text{Ma}$  Zhou *et al.*, 2008)、以及与之在空间上紧密伴生的碱性侵入岩和花岗岩(白马花岗岩为  $262 \pm 2\text{Ma}$ , Shellnutt *et al.*, 2009b) 的侵位年龄集中在  $259 \sim 263\text{Ma}$ , 与峨眉山玄武岩主喷发年龄一致(  $\sim 260\text{Ma}$  Zhou *et al.*, 2002b) 是峨眉山地幔柱活动的产物。但是, 也有个别小型岩体侵位年龄较晚, 如茨达超基性岩体(  $243 \pm 0.8\text{Ma}$ , Luo *et al.*, 2013) 和安益碱性岩体(  $245 \pm 3.5\text{Ma}$ , Yu *et al.*, 2014) 可能代表了峨眉山大火成岩省岩浆活动的晚期阶段。

本研究获得黑谷田层状岩体的中粒辉长岩中锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为  $263 \pm 5\text{Ma}$ (图 4), 与峨眉山大火成岩省内带含 Fe-Ti 氧化物矿床大型层状岩体侵位年龄一致, 并且空间上与峨眉山玄武岩空间上密切共生(图 2) 表明黑谷田岩体也是峨眉山地幔柱岩浆主活动期的产物。

### 5.2 与峨眉山高钛玄武岩的成因联系

峨眉山大火成岩省内带含 Fe-Ti 氧化物层状岩体是峨眉山地幔柱活动导致石榴石二辉橄榄岩地幔经过低程度部分

熔融形成的高 Ti 苦橄质岩浆, 经历分离结晶、及微弱地壳物质同化混染堆积的产物; 而含 Ni-Cu 硫化物基性-超基性岩体则是尖晶石二辉橄榄岩地幔经过高程度部分熔融产生的低 Ti 高镁玄武岩或苦橄质岩浆, 发生不同程度同化混染及分离结晶的结果(Xu *et al.*, 2001; Xiao *et al.*, 2004; Zhou *et al.*, 2008; Song *et al.*, 2009)。如前所述, 黑谷田岩体侵入年龄也表明其是峨眉山地幔柱岩浆主活动期的产物。那么, 一个重要问题是该岩体与哪个系列的玄武岩具有内在成因联系?

黑谷田层状岩体主要以辉长岩、磁铁辉长岩为主, 含少量橄榄辉石岩, 并且赋存有 Fe-Ti 氧化物矿体。岩体的岩石组合特征与峨眉山大火成岩省内带的典型的含 Fe-Ti 氧化物层状岩体一致, 暗示二者可能具有相同性质的母岩浆。类似地, 黑谷田岩体与含 Fe-Ti 氧化物层状岩体相同的主量元素演化趋势, 以及与攀枝花岩体相似的微量元素、REE 标准化配分模式(图 5、图 6), 一致表明黑谷田岩体可能与富 Fe 的高 Ti 玄武岩具有内在成因联系。与低 Ti 玄武岩相比, 高 Ti 玄武岩具有低的轻 REE/中 REE 比值及较高的中 REE/重 REE/比值(Xu *et al.*, 2001, Xiao *et al.*, 2004, Song *et al.*, 2009, He *et al.*, 2010) 因此, 利用 REE 比值可以讨论岩石成因类别。在 Sm/Yb-La/Sm 图解中, 上部岩相带绝大部分未发生明显堆晶作用的样品(见下文 5.3.2 节) 投影在高 Ti 玄武岩区域内, 而下部岩相带样品由于矿物发生堆晶(见下文 5.3.1 节) 导致其 La/Sm 比值显著降低, 与攀枝花岩体的岩石投影范围相同(图 8)。特别是, 黑谷田岩体样品在 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>263\text{Ma}</sub> 与  $\varepsilon_{\text{Nd}}(263\text{Ma})$  相关图上的投影区域与攀枝

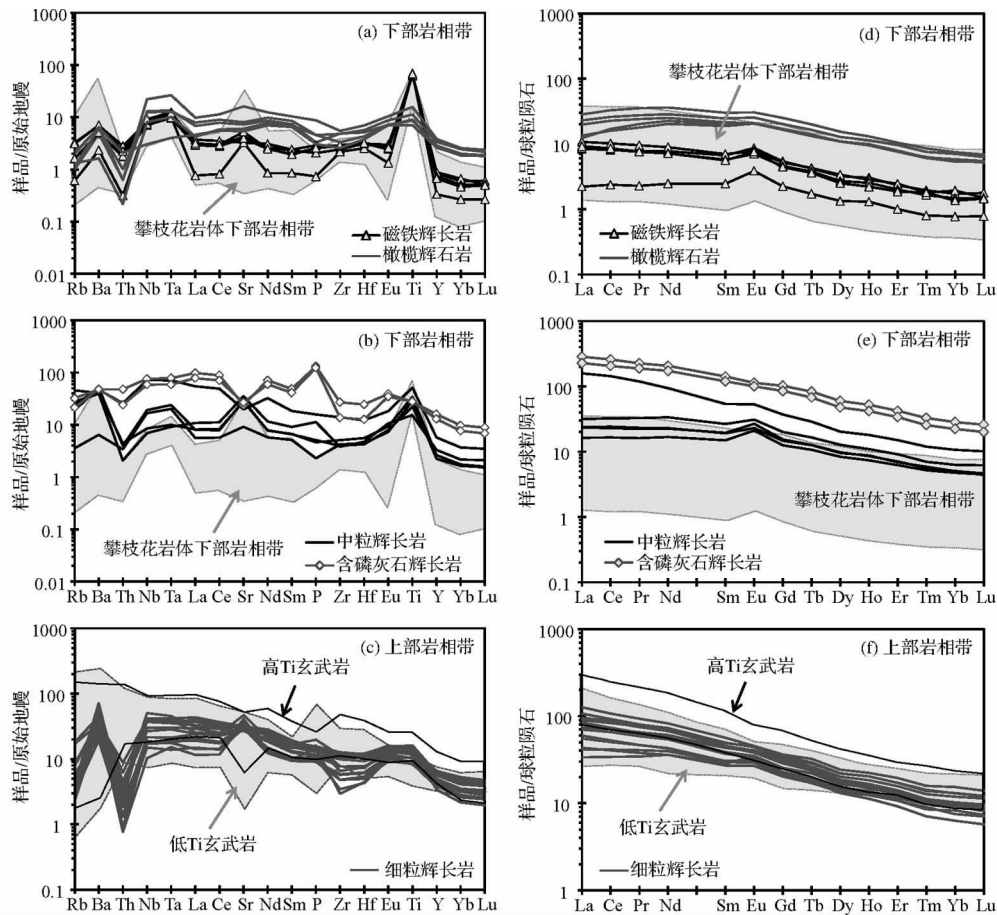


图6 黑谷田层状岩体微量元素标准化蛛网图和稀土元素标准化配分图(标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

攀枝花岩体数据引自 Song *et al.* (2013); 峨眉山高 Ti 和低 Ti 玄武岩数据引自 Xu *et al.* (2001), Xiao *et al.* (2004), Song *et al.* (2009), He *et al.* (2010)

Fig. 6 Primitive mantle normalized trace element patterns and chondrite normalized rare earth element patterns of rocks from the Heigutian layered intrusion (normalization values after Sun and McDonough, 1989)

The data of the Panzhihua intrusion are after Song *et al.* (2013); the data of the Emeishan low-Ti and high-Ti basalts are from Xu *et al.* (2001), Xiao *et al.* (2004), Song *et al.* (2009) and He *et al.* (2010)

花、白马岩体及红格等含 Fe-Ti 氧化物层状岩体等高度吻合,落在高 Ti 玄武岩范围内,而与低 Ti 玄武岩及其具有密切成岩联系的含 Ni-Cu 硫化物基性-超基性岩体(如力马河、金宝山岩体)差异明显(图 7)。黑谷田层状岩体的岩石组合、元素地球化学、及 Sr-Nd 同位素特征一致表明黑谷田岩体与峨眉山高 Ti 玄武岩具有密切的内在成因联系。

### 5.3 岩浆演化及成岩机制

#### 5.3.1 下部岩相带

岩相学研究表明黑谷田岩体下部岩相带从底部至顶部依次为橄榄辉石岩、磁铁辉长岩、含磷灰石辉长岩及中粒辉长岩(图 2) 指示了橄榄石、单斜辉石、斜长石、Fe-Ti 氧化物及磷灰石的堆晶作用是导致岩性变化的主要因素。如前所述,岩石结构特征说明主要矿物结晶顺序为: 铬铁矿→橄榄石+单斜辉石→单斜辉石+斜长石+Fe-Ti 氧化物→单斜辉

石+斜长石+磷灰石。这种堆晶作用也反映在 SiO<sub>2</sub> 与主量元素的 Harker 图解中(图 5) 导致 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup>、TiO<sub>2</sub> 与 SiO<sub>2</sub> 呈明显的负相关关系, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、CaO 与 SiO<sub>2</sub> 呈明显正相关性,以及橄榄辉石岩较高的 MgO、CaO 含量。Ti 以及高场强元素如 Nb、Ta 等分别是磁铁矿的强相容和中等相容元素,而在单斜辉石、橄榄石、斜长石等矿物中为强不相容元素。相反, REE 是单斜辉石的中等不相容元素,而在磁铁矿中为强不相容元素。因此,单斜辉石堆晶导致岩体底部橄榄辉石岩比磁铁辉长岩含有较高的 REE 含量,并且出现弱的中 REE 正异常;而磁铁矿堆晶造成磁铁辉长岩表现出强烈的 Ti 正异常,及弱的 Nb、Ta 正异常(图 6a, d)。Sr、Eu 是斜长石的相容元素,因此斜长石堆晶使得二者在磁铁辉长岩、中粒辉长岩都表现出正异常(图 6a, b, d, e)。类似地,由于 REE 在磷灰石中为强相容元素(Fujimaki, 1986),所以磷灰石堆晶导致含磷灰石辉长岩中具有最高的 REE 含量,并因此造成 Sr 表现

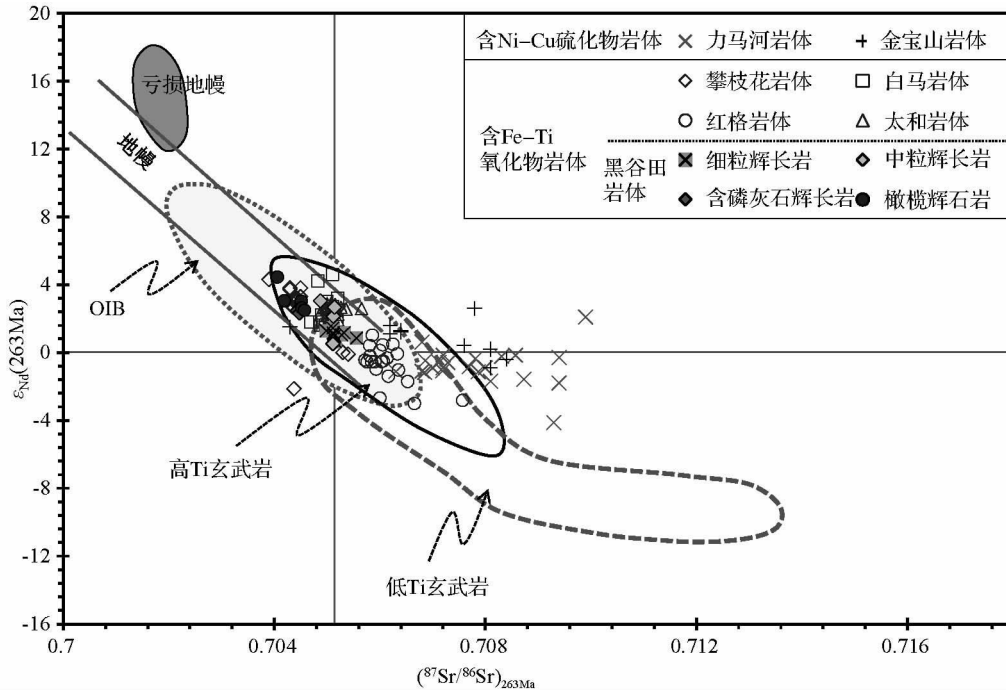


图7 黑谷田层状岩体全岩初始 (<sup>86</sup>Sr/<sup>87</sup>Sr)<sub>263Ma</sub> - ε<sub>Nd</sub>(263Ma) 关系图

含 Ni-Cu 硫化物岩体数据引自 Tao *et al.* (2007, 2008); 含 Fe-Ti 氧化物层状岩体数据引自 Zhou *et al.* (2005, 2008), Shellnutt *et al.* (2009b), Zhang *et al.* (2009), Song *et al.* (2013), Luan *et al.* (2014), She *et al.* (2014); 峨眉山高 Ti 和低 Ti 玄武岩数据引自 Xu *et al.* (2001), Xiao *et al.* (2004), Song *et al.* (2009), He *et al.* (2010)

Fig. 7 Plot of the initial (<sup>86</sup>Sr/<sup>87</sup>Sr)<sub>263Ma</sub> ratios versus ε<sub>Nd</sub>(263Ma) values of rocks from the Heigutian layered intrusion

The data of the sulfide-bearing intrusions are from Tao *et al.* (2007, 2008); the data of the oxide-bearing intrusions refer to Zhou *et al.* (2005, 2008), Shellnutt *et al.* (2009b), Zhang *et al.* (2009), Song *et al.* (2013), Luan *et al.* (2014), She *et al.* (2014); The data of the Panzhuhua intrusion are after Song *et al.* (2013); the data of the Emeishan low-Ti and high-Ti basalts are from Xu *et al.* (2001), Xiao *et al.* (2004), Song *et al.* (2009) and He *et al.* (2010)

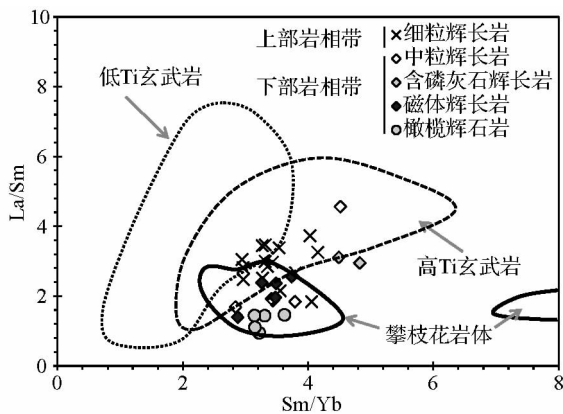


图8 黑谷田层状岩体全岩 Sm/Yb 与 La/Sm 比值相关图

攀枝花岩体数据引自 Song *et al.* (2013); 峨眉山高 Ti 和低 Ti 玄武岩数据引自 Xu *et al.* (2001), Xiao *et al.* (2004), Song *et al.* (2009), He *et al.* (2010)

Fig. 8 Plot of Sm/Yb versus La/Sm ratios for the whole rock of the Heigutian layered intrusion

The data of the Panzhuhua intrusion are after Song *et al.* (2013); the data of the Emeishan low-Ti and high-Ti basalts are from Xu *et al.* (2001), Xiao *et al.* (2004), Song *et al.* (2009) and He *et al.* (2010)

出弱的负异常(图 6b, e)。

下部岩相带一个重要的特征是岩体底部橄榄辉石岩具有高的 Cr、Ni 含量,特别是其中 Cr 的含量( $1110 \times 10^{-6} \sim 1730 \times 10^{-6}$ ) 远远高于磁铁辉长岩中的 Cr ( $42.9 \times 10^{-6} \sim 53.6 \times 10^{-6}$ )。Cr 在铬铁矿中是强相容元素,  $D_{Cr}^{Chr/melt}$  (Cr 在铬铁矿与岩浆中的分配系数) 高达 500 (Pearce and Parkinson, 1993)。橄榄辉石岩中 Cr 的富集可能由铬铁矿的分离结晶而导致的。橄榄辉石岩中铬铁矿通常被橄榄石包含其中(图 3a),说明铬铁矿早于橄榄石结晶。在 MgO 与 Cr 的相关图解中(图 9a), Cr 与 MgO 呈明显的正相关关系表明铬铁矿与橄榄石堆晶造成橄榄辉石岩富集 Cr 元素。随着铬铁矿的分异,残余岩浆中 Cr 含量强烈亏损,导致之后结晶的磁铁矿中 Cr 含量偏低。类似地,尽管 Ni 在橄榄石和磁铁矿中都为相容元素 ( $D_{Ni}^{Ol/melt} = 1.35 \sim 13.6$ ,  $D_{Ni}^{Mt/melt} = 31 \sim 65$ , Nielsen, 1992; Righter *et al.*, 2004) 橄榄石较早结晶堆积导致残余岩浆中 Ni 亏损,因此,底部橄榄辉石岩的 Ni 含量高于磁铁辉长岩(图 9b)。相反,由于 P 在橄榄石、单斜辉石及 Fe-Ti 氧化物中都为不相容元素 (Jones, 1995; Bindeman *et al.*, 1998) 随着这些矿物分离结晶的进行残余岩浆中 P 含

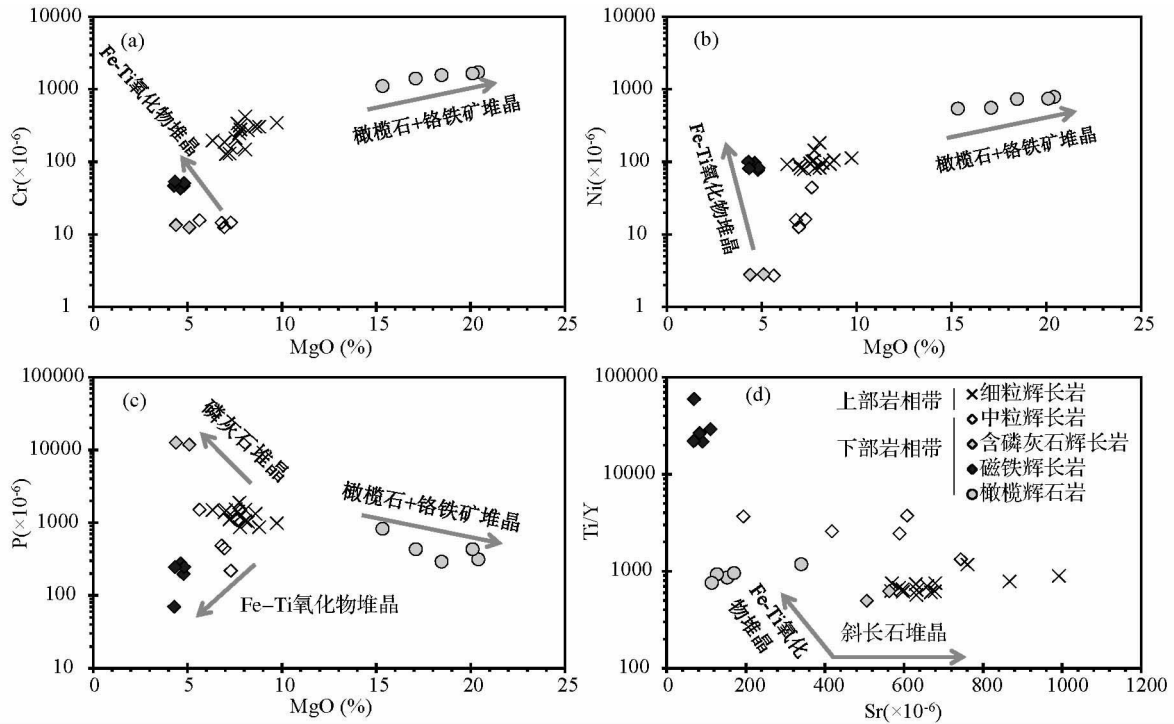


图9 黑谷田层状岩体全岩 MgO 与 Cr、Ni、Y 以及 Sr 与 Ti/Y 比值二元相关图

Fig. 9 Plots of MgO versus Cr, Ni, and Y, Sr versus Ti/Y ratios for the whole rock of the Heigutian layered intrusion

量不断增大,促使磷灰石结晶堆积(图9c)。下部岩相带岩性从底部到顶部简单变化且岩相旋回不发育,以及不同岩石中Cr、Ni及P等元素在变化特征表明这些岩石具有成因联系,是同一期母岩浆侵入演化堆晶的产物。

已有大量研究发现峨眉山大火成岩省内带含钒钛磁铁矿层状岩体经历不同程度的地壳同化混染。基于攀枝花岩体的Sr-Nd同位素特征( $\epsilon_{Nd}(t) = 0 \sim 4$ ,  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t = 0.7039 \sim 0.7053$ ) Zhou *et al.* (2008) 和 Song *et al.* (2013) 认为岩体母岩浆演化成岩过程中没有发生明显的地壳混染。类似地,白马和太和岩体高的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值(分别为1~5及0.3~3.6)和低 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ 值(分别为0.7047~0.7052及0.7049~0.7056)也说明成岩时没有经历显著的地壳混染(Zhou *et al.*, 2008)。相反,红格岩体比其它岩体具有相对富集的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值(-2.8~-0.1)和高 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ 值(0.7057~0.7076),表明其经历了约10%的围岩变质砂岩同化混染(Luan *et al.*, 2014)。黑谷田层状岩体下部岩相带各岩性非常低的Th/Nb(0.01~0.08)、Zr/Nb(3.07~8.68,除一个样品为13.3外)与OIB的这些元素比值相似(Th/Nb=0.06, Zr/Nb=4.15; Sun and McDonough, 1989),暗示下部岩相带的同化混染作用并不显著。特别是,岩石较亏损的 $\epsilon_{Nd}(263Ma)$ 值(2.12~4.44,除HG11-17为0.52外)和较低的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{263Ma}$ 值(0.7041~0.7051)一致说明母岩浆演化成岩过程中地壳同化混染作用并不强烈。

### 5.3.2 上部岩相带

与下部岩相带不同,上部岩相带的除3个样品(HG11-

8, 9, 19)含有少量中粒斜长石外,其它岩石均为细粒辉长岩。上部岩相带局部与直接玄武岩接触(图2),暗示岩浆房位置较浅。细粒辉石、斜长石及Fe-Ti氧化物均匀的紧密堆积(图3f)表明上部岩相带是岩浆侵入后快速降温、没有经历充分的分离结晶、尚未发生显著堆晶作用固结的产物。因此,岩石的主量元素含量变化很小,除个别样品表现弱的Sr正异常,大部分样品的微量与稀土元素标准化蛛网图配分模式极其相似(图5、图6)。在MgO与Cr、Ni及Y等微量元素相关图解中,上部岩相带的岩石中这些元素的含量落在下部岩相带不同岩性的样品之间(图9a-c),暗示上部细粒辉长岩并非下部岩相带残余岩浆演化分离结晶的产物,而是不同期次的岩浆侵入演化的结果。

上部岩相带细粒辉长岩的Th/Nb(0.01~0.02)、Zr/Nb(2.91~5.00)比值很低,暗示其成岩过程中也未经历强烈的地壳物质同化混染作用。然而,与下部岩相带相比,细粒辉长岩具有低的 $\epsilon_{Nd}(263Ma)$ 值(0.62~1.27)及高的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{263Ma}$ 值(0.7041~0.7051)。从 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{263Ma}$ 与 $\epsilon_{Nd}(263Ma)$ 相关图上得到,上部岩相带岩石投影落在攀枝花、白马岩体与红格岩体之间,表明上部岩相带成岩过程中经历了比下部岩相带相对较为强烈的围岩同化混染作用。

### 5.4 Fe-Ti氧化物成矿机制及对找矿的指示意义

最新研究表明峨眉山大火成岩省内带层状岩体Fe-Ti氧化物成矿与岩浆通道系统密切相关,含矿层状岩体可能处于

大量玄武岩浆向上运移的通道部位。对攀枝花、白马、红格、太和等岩体的岩相学、矿物学、及元素地球化学的综合研究和对比,表明 Fe-Ti 氧化物是苦橄质岩浆在深部岩浆房经历硅酸盐矿物分离结晶形成高氧逸度富铁钛的玄武质岩浆上侵、磁铁矿较早分离结晶的产物;钒钛磁铁矿层是岩浆通道内岩浆多次补充、流动过程 Fe-Ti 氧化物经重力作用分选堆积等一系列过程的耦合(Zhang *et al.*, 2012; Song *et al.*, 2013; Luan *et al.*, 2014; She *et al.*, 2014)。

黑谷田岩体下部岩相带从底部向上依次为橄榄辉石岩、磁铁辉石岩、含磷灰石辉长岩及中粒辉长岩(图 2),顶部未见峨眉山大火成岩省内岩浆演化晚期形成的正长岩和/或花岗岩(Zhong *et al.*, 2011)。这种岩相特征表明黑谷田岩体处于岩浆通道系统上,形成下部岩相带的残余岩浆通过岩浆通道运移到地表或其它地方。岩体底部的橄榄辉石岩与上覆的磁铁辉长岩之间的 Cr 和 Ni 含量以及二者与 MgO 的相关关系,表明磁铁辉长岩是形成橄榄辉石岩之后的残余岩浆发生磁铁矿(以及单斜辉石和/或斜长石)分离结晶堆积的产物。由于下部岩相带成岩过程中没有经历明显的围岩同化混染作用(见 5.3.1),因此,母岩浆发生橄榄石和单斜辉石的分离结晶可能导致残余岩浆在对氧封闭的体系下氧逸度逐渐升高,促使 Fe-Ti 氧化物从岩浆中分离结晶。峨眉山大火成岩省内带其它岩体(如攀枝花、白马)的 MELTS 模拟计算得到 Fe-Ti 氧化物总是与硅酸盐矿物共结,并且前者的量通常少于后者(Zhang *et al.*, 2012; Song *et al.*, 2013)。黑谷田岩体磁铁辉长岩中磁铁矿的含量明显高于硅酸盐矿物(图 3b, c)并且较厚的钒钛磁铁矿氧化物矿体主要赋存在东段岩体底部下凹部位(图 2),以及磁铁辉长岩出现显著的磁铁矿和斜长石定向排列特征(图 3b),表明经历了磁铁矿的流动分异作用,Fe-Ti 氧化物在岩浆流动过程中由于重力分选堆积成矿。

黑谷田岩体 Fe-Ti 氧化物成矿对铁矿的勘探找矿具有重要指示意义。由于峨眉山大火成岩省内带目前发现的大型-超大型钒钛磁铁矿通常赋存在大型层状岩体中,对小型层状岩体的成矿潜力研究以及勘探找矿工作较为薄弱。黑谷田岩体赋存有好的钒钛磁铁矿体这一发现表明小型层状岩体也具有一定的成矿潜力。因此,在勘探找矿时小型基性-超基性层状岩体是不可忽视的对象。

## 6 结论

黑谷田含钒钛磁铁矿层状岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为  $263 \pm 5$  Ma,表明其是峨眉山地幔柱岩浆主活动期的产物,并且与峨眉山高 Ti 玄武岩具有内在的成因联系。岩体上部和下部岩相带是两期岩浆侵入演化的产物:下部岩相带是富 Fe-Ti 玄武质岩浆上侵后经历橄榄石、单斜辉石、磁铁矿、及斜长石等矿物分离结晶、堆积的产物;上部岩相带是同源不同期次的富 Fe-Ti 玄武质岩浆未发生充分的矿物分离结

晶作用、相对快速固结的结果。黑谷田岩体母岩浆经过橄榄石和单斜辉石分离结晶导致残余岩浆氧逸度增加,并促使磁铁矿分离结晶,是氧化物成矿的先决条件,岩浆流动过程中 Fe-Ti 氧化物重力作用堆积形成钒钛磁铁矿体。黑谷田岩体钒钛磁铁矿成矿与岩浆通道系统密切相关,表明小型基性-超基性层状岩体也具有钒钛磁铁矿矿床的找矿潜力。

致谢 野外工作得到四川省煤田地质工程勘察设计院的大力协助;微量元素分析得到中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室胡静和黄艳工程师的帮助;Sr-Nd 同位素分析得到矿床地球化学国家重点实验室李晓彪高级工程师和肖芳工程师的指导;两位匿名审稿人对本文提出了具有建设性的意见和建议;在此一并谨致谢意。

## References

- Bindeman IN, Davis AM and Drake MJM. 1998. Ion microprobe study of plagioclase-basalt partition experiments at natural concentration levels of trace elements. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62 (7): 1175-1193
- Bai ZJ, Zhong H, Naldrett AJ *et al.* 2012. Whole-rock and mineral composition constraints on the genesis of the giant hongge Fe-Ti-V oxide deposit in the Emeishan large igneous Province, Southwest China. *Econ. Geol.*, 107(3): 507-524
- Chung SL and Jahn BM. 1995. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary. *Geology*, 23(10): 889-892
- Cong BL. 1988. Formation and Evolution of the Panxi (Panzhihua-Xichang) Old Rift. Beijing: Science Press, 1-424 (in Chinese)
- Fujimaki H. 1986. Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite, and liquid. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 94(1): 42-45
- He B, Xu YG, Huang XL *et al.* 2007. Age and duration of the Emeishan flood volcanism, SW China: Geochemistry and SHRIMP zircon U-Pb dating of silicic ignimbrites, post-volcanic Xuanwei Formation and clay tuff at the Chaotian section. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 255(3-4): 306-323
- He Q, Xiao L, Balta B *et al.* 2010. Variety and complexity of the Late-Permian Emeishan basalts: Reappraisal of plume-lithosphere interaction processes. *Lithos*, 119(1): 91-107
- Hou T, Zhang ZC, Kusky T *et al.* 2011. A reappraisal of the high-Ti and low-Ti classification of basalts and petrogenetic linkage between basalts and mafic-ultramafic intrusions in the Emeishan Large Igneous Province, SW China. *Ore Geol. Rev.*, 41(1): 133-143
- Hou T, Zhang ZC, Encarnacion J and Santosh M. 2012a. Petrogenesis and metallogenesis of the Taihe gabbroic intrusion associated with Fe-Ti-oxide ores in the Panxi district, Emeishan Large Igneous Province, Southwest China. *Ore Geol. Rev.*, 49: 109-127
- Hou T, Zhang ZC and Pirajno F. 2012b. A new metallogenic model of the Panzhihua giant V-Ti-iron oxide deposit (Emeishan Large Igneous Province) based on high-Mg olivine-bearing wehrlite and new field evidence. *Int. Geol. Rev.*, 54(15): 1721-1745
- Hou T, Zhang Z, Encarnacion J *et al.* 2013. The role of recycled oceanic crust in magmatism and metallogeny: Os-Sr-Nd isotopes, U-Pb geochronology and geochemistry of picritic dykes in the Panzhihua giant Fe-Ti oxide deposit, central Emeishan large igneous province, SW China. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 165(4): 805-822
- Hoskin PWO and Black LP. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *J. Metamorphic Geol.*, 18(4): 423-439

- Howarth GH and Prevec SA. 2013. Trace element, PGE, and Sr-Nd isotope geochemistry of the Panzhihua mafic layered intrusion, SW China: Constraints on ore-forming processes and evolution of parent magma at depth in a plumbing-system. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 120: 459–478
- Hu RZ, Tao Y, Zhong H *et al.* 2005. Mineralization systems of a mantle plume: A case study from the Emeishan igneous province, southwest China. *Earth Science Frontiers*, 12(1): 42–54 (in Chinese with English abstract)
- Jones JH. 1995. Experimental Trace Element Partitioning, in *Rock Physics and Phase Relations, A Handbook of Physical Constants, Reference Shelf 3*, 73–104, American Geophysical Union, Washington, DC
- Kamenetsky VS, Chung SL, Kamenetsky MB *et al.* 2012. Picrites from the Emeishan Large Igneous Province, SW China: A compositional continuum in primitive magmas and their respective mantle sources. *J. Petrol.*, 53(10): 2095–2113
- Qi L, Jing H and Gregoire DC. 2000. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry. *Talanta*, 51(3): 507–513
- Luan Y, Song XY, Chen LM *et al.* 2014. Key factors controlling the accumulation of the Fe-Ti oxides in the Hongge layered intrusion in the Emeishan Large Igneous Province, SW China. *Ore Geol. Rev.*, 57: 518–538
- Ludwig KR. 2001a. SQUID 1.03. A user manual. Berkeley: Berkeley Geochronological Center, Special Publication, 2: 19
- Ludwig KR. 2001b. ISOPLOT/Ex. Version 2.49: A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronological Center, Special Publication 1a, 56
- Luo WJ, Zhang ZC, Hou T *et al.* 2013. Geochronology-geochemistry of the Cida bimodal intrusive complex, central Emeishan large igneous province, Southwest China: Petrogenesis and plume-lithosphere interaction. *Int. Geol. Rev.*, 55(1): 88–114
- Nielsen RL. 1992. BIGD.FOR: A FORTRAN program to calculate trace-element partition coefficients for natural mafic and intermediate composition magmas. *Computers and Geosciences*, 18(7): 773–788
- Pang KN, Li CS, Zhou MF *et al.* 2008a. Abundant Fe-Ti oxide inclusions in olivine from the Panzhihua and Hongge layered intrusions, SW China: Evidence for early saturation of Fe-Ti oxides in ferrobasic magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 156(3): 307–321
- Pang KN, Zhou MF, Lindsley D *et al.* 2008b. Origin of Fe-Ti oxide ores in mafic intrusions: Evidence from the Panzhihua intrusion, SW China. *J. Petrol.*, 49(2): 295–313
- Pearce JA and Parkinson IJ. 1993. Trace element models for mantle melting: Application to volcanic arc petrogenesis. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 76(1): 373–403
- Qi L, Wang CY and Zhou MF. 2008. Controls on the PGE distribution of Permian Emeishan alkaline and peralkaline volcanic rocks in Longzhoushan, Sichuan Province, SW China. *Lithos*, 106(3–4): 222–236
- Righter K, Campbell AJ, Humayun M *et al.* 2004. Partitioning of Ru, Rh, Pd, Re, Ir, and Au between Cr-bearing spinel, olivine, pyroxene and silicate melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 68(4): 867–880
- She YW, Yu SY, Song XY *et al.* 2014. The formation of P-rich Fe-Ti oxide ore layers in the Taihe layered intrusion, SW China: Implications for magma-plumbing system process. *Ore Geol. Rev.*, 57: 539–559
- Shellnutt JG, Zhou MF and Zellmer G. 2009a. The role of Fe-Ti oxide crystallization in the formation of A-type granitoids with implications for the Daly gap: An example from the Permian Baima igneous complex, SW China. *Chem. Geol.*, 259(3–4): 204–217
- Shellnutt JG, Wang CY, Zhou MF *et al.* 2009b. Zircon Lu-Hf isotopic compositions of metaluminous and peralkaline A-type granitic plutons of the Emeishan large igneous province (SW China): Constraints on the mantle source. *J. Asian Earth Sci.*, 35(1): 45–55
- Song B, Zhang YH, Wan YS *et al.* 2002. The SHRIMP sample manufacture, test and explanation of some phenomena for the zircon. *Geological Review*, 48(S1): 26–30 (in Chinese with English abstract)
- Song XY, Wang YL, Zhang ZJ *et al.* 1999. Quantitative simulation of formation of the rhythmic layering in layered intrusions: A case study of the Panzhihua layered intrusion, Sichuan Province. *Acta Geologica Sinica*, 73(1): 37–46 (in Chinese with English abstract)
- Song XY, Zhang CJ, Hu RZ *et al.* 2005. Genetic links of magmatic deposits in the Emeishan Large Igneous Province with dynamics of mantle plume. *Journal of Mineralogy Petrology*, 25(4): 35–44 (in Chinese with English abstract)
- Song XY, Zhou MF, Keays RR *et al.* 2006. Geochemistry of the Emeishan flood basalts at Yangliuping, Sichuan, SW China: Implications for sulfide segregation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 152(1): 53–74
- Song XY, Keays RR, Xiao L *et al.* 2009. Platinum-group element geochemistry of the continental flood basalts in the central Emeishan Large Igneous Province, SW China. *Chem. Geol.*, 262(3–4): 246–261
- Song XY, Qi HW, Hu RZ *et al.* 2013. Formation of thick stratiform Fe-Ti oxide layers in layered intrusion and frequent replenishment of fractionated mafic magma: Evidence from the Panzhihua intrusion, SW China. *Geochem. Geophys. Geosy.*, 14(3): 712–732
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, 42(1): 313–345
- Tao Y, Li CS, Hu RZ *et al.* 2007. Petrogenesis of the Pt-Pd mineralized Jinbaoshan ultramafic intrusion in the Permian Emeishan Large Igneous Province, SW China. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 153(3): 321–337
- Tao Y, Li C, Song XY *et al.* 2008. Mineralogical, petrological, and geochemical studies of the Limahe mafic-ultramafic intrusion and associated Ni-Cu sulfide ores, SW China. *Miner. Deposita*, 43(8): 849–872
- Tao Y, Ma YS, Miao LC *et al.* 2009. SHRIMP U-Pb zircon age of the Jinbaoshan ultramafic intrusion, Yunnan Province, SW China. *Chinese Sci. Bull.*, 54(1): 168–172
- Wang CY and Zhou MF. 2013. New textural and mineralogical constraints on the origin of the Hongge Fe-Ti-V oxide deposit, SW China. *Miner. Deposita*, 48(6): 787–798
- Williams IS, Buick A and Cartwright I. 1996. An extended of early episode mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynold Region central Australia. *J. Metamorphic Geol.*, 14: 29–47
- Xiao L, Xu YG, Mei HJ *et al.* 2004. Distinct mantle sources of low-Ti and high-Ti basalts from the western Emeishan large igneous province, SW China: Implications for plume-lithosphere interaction. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 228(3–4): 525–546
- Xu YG, Chung SL, Jahn BM *et al.* 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. *Lithos*, 58(3–4): 145–168
- Xu YG, Mei HJ, Xu JG *et al.* 2003. Origin of two differentiation trends in the Emeishan flood basalts. *Chinese Sci. Bull.*, 48(4): 390–394
- Yu SY, Song XY, Chen LM, *et al.* 2014. Postdated melting of subcontinental lithospheric mantle by the Emeishan mantle plume: Evidence from the Anyi intrusion, Yunnan, SW China. *Ore Geol. Rev.*, 57: 560–573
- Zhang XQ, Zhang JF, Song XY *et al.* 2011. Implications of compositions of plagioclase and olivine on the formation of the Panzhihua V-Ti magnetite deposit, Sichuan Province. *Acta Petrologica Sinica*, 27(12): 3675–3688 (in Chinese with English abstract)
- Zhang XQ, Song XY, Chen LM *et al.* 2012. Fractional crystallization and the formation of thick Fe-Ti-V oxide layers in the Baima layered intrusion, SW China. *Ore Geol. Rev.*, 49: 96–108



- Zhang XQ, Song XY, Chen LM *et al.* 2013. Chalcophile element geochemistry of the Baima layered intrusion, Emeishan Large Igneous Province, SW China: Implications for sulfur saturation history and genetic relationship with high-Ti basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 166(1): 193–209
- Zhang YX, Luo YN and Yang CX. 1988. Panxi Rift and Its Geodynamics. Beijing: Geological Publishing House, 1–415 (in Chinese)
- Zhang ZC, Li Y, Zhao L *et al.* 2007. Geochemistry of three layered mafic-ultramafic intrusions in the Panxi area and constraints on their sources. *Acta Petrologica Sinica*, 23(10): 2339–2352 (in Chinese with English abstract)
- Zhang ZC, Mahoney JJ, Mao JW *et al.* 2006. Geochemistry of picritic and associated basalt flows of the western Emeishan flood basalt province, China. *J. Petrol.*, 47(10): 1997–2019
- Zhang ZC, Mao JW, Saunders AD, Ai Y, Li Y and Zhao L. 2009. Petrogenetic modeling of three mafic-ultramafic layered intrusions in the Emeishan large igneous province, SW China, based on isotopic and bulk chemical constraints. *Lithos*, 113(3–4): 369–392
- Zhang ZC, Hou T, Santosh M, Li HM, Li JW, Zhang ZH, Song XY and Wang M. 2014. Spatio-temporal distribution and tectonic settings of the major iron deposits in China: An overview. *Ore Geol. Rev.*, 57: 247–263
- Zhang ZC, Hou T, Li HM, Li JW, Zhang ZH and Song XY. 2014. Enrichment mechanism of iron in magmatic-hydrothermal system. *Acta Petrologica Sinica*, 30(5): 1189–1204 (in Chinese with English abstract)
- Zhao L, Zhang ZC, Wang FS *et al.* 2006. Open-system magma chamber: An example from the Xinjie mafic-ultramafic layered intrusion in Panxi region, SW China. *Acta Petrologica Sinica*, 22(6): 1565–1578 (in Chinese with English abstract)
- Zhong H, Zhou XH, Zhou MF *et al.* 2002. Platinum-group element geochemistry of the Hongge Fe-V-Ti deposit in the Pan-Xi area, southwestern China. *Miner. Deposita*, 37(2): 226–239
- Zhong H, Yao Y, Prevec SA *et al.* 2004. Trace-element and Sr-Nd isotopic geochemistry of the PGE-bearing Xinjie layered intrusion in SW China. *Chem. Geol.*, 203(3–4): 237–252
- Zhong H, Hu RZ, Wilson AH *et al.* 2005. Review of the link between the Hongge layered intrusion and Emeishan flood basalts, Southwest China. *Int. Geol. Rev.*, 47(9): 971–985
- Zhong H and Zhu WG. 2006. Geochronology of layered mafic intrusions from the Pan-Xi area in the Emeishan large igneous province, SW China. *Miner. Deposita*, 41(6): 599–606
- Zhong H, Zhu WG, Qi L *et al.* 2006. Platinum-group element (PGE) geochemistry of the Emeishan basalts in the Pan-Xi area, SW China. *Chinese Sci. Bull.*, 51(7): 845–854
- Zhong H, Qi L, Hu RZ *et al.* 2011. Rhenium-osmium isotope and platinum-group elements in the Xinjie layered intrusion, SW China: Implications for source mantle composition, mantle evolution, PGE fractionation and mineralization. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 75(6): 1621–1641
- Zhou MF, Yan DP, Kennedy AK *et al.* 2002a. SHRIMP U-Pb zircon geochronological and geochemical evidence for Neoproterozoic arc-magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China. *Earth Planet Sci. Lett.*, 196(1–2): 51–67
- Zhou MF, Malpas J, Song XY *et al.* 2002b. A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 196(3–4): 113–122
- Zhou MF, Robinson PT, Leshner CM *et al.* 2005. Geochemistry, petrogenesis and metallogenesis of the Panzhihua gabbroic layered intrusion and associated Fe-Ti-V oxide deposits, Sichuan Province, SW China. *J. Petrol.*, 46(11): 2253–2280
- Zhou MF, Arndt NT, Malpas J *et al.* 2008. Two magma series and associated ore deposit types in the Permian Emeishan large igneous province, SW China. *Lithos*, 103(3–4): 352–368
- Zhou MF, Chen WT, Wang CY *et al.* 2013. Two stages of immiscible liquid separation in the formation of Panzhihua-type Fe-Ti-V oxide deposits, SW China. *Geoscience Frontiers*, 4(5): 481–502

#### 附中文参考文献

- 从柏林. 1988. 攀西古裂谷的形成与演化. 北京: 科学出版社, 1–424
- 胡瑞忠, 陶琰, 钟宏等. 2005. 地幔柱成矿系统: 以峨眉山地幔柱为例. *地学前缘*, 12(1): 42–54
- 宋彪, 张玉海, 万渝生等. 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. *地质论评*, 48(增刊): 26–30
- 宋谢炎, 王玉兰, 张正阶等. 1999. 层状侵入体韵律层理形成过程的定量模拟——以四川攀枝花层状岩体为例. *地质学报*, 73(1): 37–46
- 宋谢炎, 张成江, 胡瑞忠等. 2005. 峨眉火成岩省岩浆矿床成矿作用与地幔柱动力学过程的耦合关系. *矿物岩石*, 25(4): 35–44
- 张晓琪, 张加飞, 宋谢炎等. 2011. 斜长石和橄榄石成分对四川攀枝花钒钛磁铁矿床成因的指示意义. *岩石学报*, 27(12): 3675–3688
- 张云湘, 骆耀南, 杨崇喜. 1988. 攀西裂谷. 北京: 地质出版社, 1–415
- 张招崇, 李莹, 赵莉等. 2007. 攀西三个镁铁-超镁铁质岩体的地球化学及其对源区的约束. *岩石学报*, 23(10): 2339–2352
- 张招崇, 侯通, 李厚民, 李建威, 张作衡, 宋谢炎. 2014. 岩浆-热液系统中铁的富集机制探讨. *岩石学报*, 30(5): 1189–1204
- 赵莉, 张招崇, 王福生等. 2006. 一个开放的岩浆房系统: 攀西新街镁铁-超镁铁质层状岩体. *岩石学报*, 22(6): 1565–1578