

# 四川攀枝花钒钛磁铁矿床Fe同位素特征 及其成因指示意义

王世霞<sup>1)</sup>, 朱祥坤<sup>1)\*</sup>, 宋谢炎<sup>2)</sup>, 陈列锰<sup>2)</sup>

1)中国地质科学院地质研究所, 国土资源部同位素地质重点实验室, 大陆构造与动力学国家重点实验室, 北京 100037;  
2)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, 贵州贵阳 550002

**摘要:** 本文系统研究了四川攀枝花含钒钛磁铁矿层状岩体全岩和矿石矿物磁铁矿的 Fe 同位素组成特征。研究获得全岩  $\delta^{57}\text{Fe}$  的范围为 0.02‰ ~ 0.25‰, 平均值为 0.17‰, 磁铁矿的  $\delta^{57}\text{Fe}$  范围为 0.05‰ ~ 0.61‰, 平均值为 0.36‰。相对于磁铁矿单矿物, 全岩 Fe 同位素组成变化不大。相对于全岩, 磁铁矿具有相对重的 Fe 同位素组成, 并且其相对偏重程度与样品中磁铁矿的含量呈反相关关系。磁铁矿 Fe 同位素组成与形成环境氧逸度之间的负相关关系表明磁铁矿从岩浆中结晶出来之后没有发生重力分异, 赋存于岩体和矿体中的磁铁矿是原位结晶的。磁铁矿的 Fe 同位素特征表明攀枝花岩体是多次岩浆补充和分离结晶共同作用的结果: 形成下部岩相带过程中, 玄武质岩浆补充频繁, 形成巨厚的块状磁铁矿层, 其中的磁铁矿的  $\delta^{57}\text{Fe}$  值变化较小; 而形成中部岩相带过程中, 玄武质岩浆补充的频率逐渐降低, 形成多个旋回以及交替产生的磁铁矿辉长岩和辉长岩。同时, 形成攀枝花岩体和矿体的初始岩浆的氧逸度很高, 在高氧逸度环境下富集成矿, 演化过程中岩浆体系氧逸度逐渐降低, 很好地解释了攀枝花 V-Ti 磁铁矿主矿体赋存在含矿岩体下部的辉长岩中的成矿机制。

**关键词:** 攀枝花钒钛磁铁矿; 全岩; 磁铁矿; Fe 同位素; 矿床成因

中图分类号: P618.31; P578.12; P597.2 文献标志码: A doi: 10.3975/cagsb.2012.06.20

## Fe Isotopic Characteristics of V-Ti Magnetite Deposit in Panzhihua Area of Sichuan Province and Their Genetic Implications

WANG Shi-xia<sup>1)</sup>, ZHU Xiang-kun<sup>1)</sup>, SONG Xie-yan<sup>2)</sup>, CHEN Lie-meng<sup>2)</sup>

1) *Laboratory of Isotope Geology, MLR, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, State Key Laboratory for Continental Tectonics and Dynamics, Beijing 100037;*

2) *State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, Guizhou 550002*

**Abstract:** The whole rock and ore mineral magnetite Fe isotope compositions of layered rocks and ores in the Panzhihua vanadium-titanium magnetite deposit of Sichuan Province were analyzed in this paper. The distribution range of  $\delta^{57}\text{Fe}$  in the whole rock is about 0.02‰ to 0.25‰, with the average of 0.17‰, and that in magnetite is about 0.05‰ to 0.61‰, with the average of 0.36‰. Fe isotope composition of magnetite is higher than that of whole rock in every sample, and there exists a negative correlation between the heavy degree and the magnetite content. The negative correlation between Fe isotope composition of magnetite and environmental oxygen fugacity suggests that the magnetite in the whole rock was in-situ crystallized, and no gravitational differentiation of

本文由中国地质大调查项目(编号: 1212011120295)、国家“973”项目(编号: 2012CB416806, 2012CB416804)和国家自然科学基金(编号: 41103002, 40730420)联合资助。

收稿日期: 2012-09-20; 改回日期: 2012-10-12。责任编辑: 张改侠。

第一作者简介: 王世霞, 女, 1983年生。博士后。主要从事同位素地球化学研究。通讯地址: 100037, 北京市百万庄大街26号。电话: 010-68999751。E-mail: wangshixia83@163.com。

\*通讯作者: 朱祥坤, 男, 1961年生。研究员。主要从事同位素地球化学研究。通讯地址: 100037, 北京市百万庄大街26号。电话: 010-68999798。E-mail: xiangkun@cags.ac.cn。

magnetite happened. The characteristics of magnetite Fe isotope composition demonstrates that the process of magma complement and fractional crystallization resulted in the formation of the Panzhihua vanadium-titanium magnetite deposit. During the creation of bottom petrofacies, frequent basaltic magma complement formed bulk magnetite with insignificant variation of  $\delta^{57}\text{Fe}$ . During the creation of middle petrofacies, infrequent magma complement formed many alternations of magnet gabbro and gabbro. The ore-forming oxygen fugacity of the initial magma in Panzhihua was relatively high, and the oxygen fugacity gradually decreased with the magma evolution. The conclusion also reveals the ore-forming mechanism of the Panzhihua vanadium-titanium magnetite deposit in Sichuan.

**Key words:** Panzhihua V-Ti magnetite; whole rock; magnetite; Fe isotope; genesis of deposit

近年来,随着多接收器电感耦合等离子体质谱(MC-ICP-MS)的出现,Fe同位素分析技术和测试精度大幅提高,使得Fe同位素逐渐成为重要的地球化学示踪剂而广泛地应用于地学各领域(Zhu et al., 2000, 2001, 2002; Beard et al., 2003; Rouxel et al., 2003; Johnson et al., 2003, 2008; Dauphas et al., 2004, 2006, 2007, 2009; Zhao et al., 2010, 2012; Wang et al., 2011; 李志红等, 2008; 唐索寒等, 2008; 朱祥坤等, 2008; 李世珍等, 2011)。目前研究结果显示地球上 $\delta^{57}\text{Fe}$ 的分布范围为 $-5.18\text{‰}$ ~ $4.65\text{‰}$ ,平均值为 $-0.34\text{‰}$ (Johnson et al., 2003; Dauphas et al., 2004; Rouxel et al., 2005; Dauphas et al., 2007; Whitehouse et al., 2007; 李志红等, 2008; 赵新苗等, 2008; 王跃, 2011)。其中火成岩Fe同位素 $\delta^{57}\text{Fe}$ 组成变化范围很小,约为 $-0.05\text{‰}$ ~ $0.34\text{‰}$ ,平均组成 $0.15\text{‰}$ (Zhu et al., 2002; Beard et al., 2003; Poitrasson et al., 2004; Weyer et al., 2007),但是对于岩浆演化过程中火成岩Fe同位素的演化规律和分馏机理则没有系统的研究。

本文以岩浆演化过程中形成的具有典型韵律特征的四川攀枝花V-Ti磁铁矿矿床作为研究对象,通过分析岩浆结晶过程中形成的岩石和矿物的Fe同位素组成变化特征,来探究玄武质岩浆分离结晶过程中Fe同位素的演化规律和分馏机理。

攀枝花含V-Ti磁铁矿层状岩体具有典型的层状构造和韵律结构,是岩浆经历特殊演化的产物(宋谢炎等, 1996)。通常玄武质岩浆演化过程中,橄榄石和辉石先结晶,致使岩浆中的氧逸度增高,促使Ti-Fe氧化物结晶。因此,V-Ti磁铁矿多是岩浆结晶分异晚期的产物,世界上典型的含磁铁矿层状岩体(如格陵兰的Skaergarrd侵入体和南非的Bushveld杂岩体)中的磁铁矿层多位于岩体上部的辉长岩带(McBirney et al., 1990; Cawthorn, 1996)。而攀枝花V-Ti磁铁矿主矿体赋存在岩体下部的辉长岩中,这表明其成岩、成矿机制不同于国外的典型层状岩体。目前对于攀枝花V-Ti磁铁矿矿床形成阶段的研究没有统一结论,主要有晚期成矿、早期成矿和多期成

矿等观点(Zhou, 2005; Pang et al., 2008a, b, 2009; 王正允, 1982; 卢记仁, 1988a, b; 宋谢炎等, 1994, 2005; 张晓琪等, 2011)。

针对目前对于攀枝花V-Ti磁铁矿矿床形成机制的分歧,本文通过系统研究不同岩相带、不同旋回、不同韵律层中磁铁矿Fe同位素组成的分布特征,结合岩浆分异过程中Fe同位素分馏机理探讨体系氧逸度演化趋势,并根据磁铁矿的Fe同位素组成特征进一步制约攀枝花岩体不同部位矿石的形成机制。

## 1 地质背景和样品采集

地幔柱上升是地球各圈层进行物质和能量交换的一种重要方式,巨量玄武质岩浆活动为大规模岩浆成矿作用提供了物质条件。已有研究表明,我国峨眉山大火成岩省中攀西地区含V-Ti磁铁矿层状岩体与晚二叠世地幔柱活动密切相关(张招崇等, 2001, 2005, 2007; 胡瑞忠等, 2005, 2010)。

攀西地区位于峨眉山大火成岩省的内带,是世界上最大的V-Ti磁铁矿矿集区,其中多处为大型-超大型V-Ti磁铁矿床(Zhou, 2005; 宋谢炎等, 2005; 张招崇等, 2007; 胡瑞忠等, 2010)。沿南北向的磨盘山一元谋断裂和攀枝花断裂带发育一系列含Fe-Ti-V矿的层状基性-超基性岩体,从北向南依次为太和岩体、白马岩体、新街岩体、红格岩体和攀枝花岩体。

攀枝花层状辉长岩体走向北东,倾向北西,倾角 $50^\circ$ ~ $60^\circ$ ,长19 km,宽2 km,厚2000~300 m,出露面积约 $30\text{ km}^2$ 。下部主要含矿带厚70~500 m,平均210 m,其中矿体累计厚度为20~230 m,平均130 m,沿倾向延伸850 m未见变薄(李德惠等, 1982; 王正允, 1982; 宋谢炎等, 1994)。后期由于受南北向反扭性平移断裂破坏,自北东向南西可将矿床划分为朱家包包、兰家火山、尖山、刀马坎、公山等赋矿地段(图1)。岩体上盘因断层影响只见三叠纪地层与之呈断层接触。下盘围岩争议较大,多认为靠近岩体底部的大理岩是岩体底板围岩,并认定属于

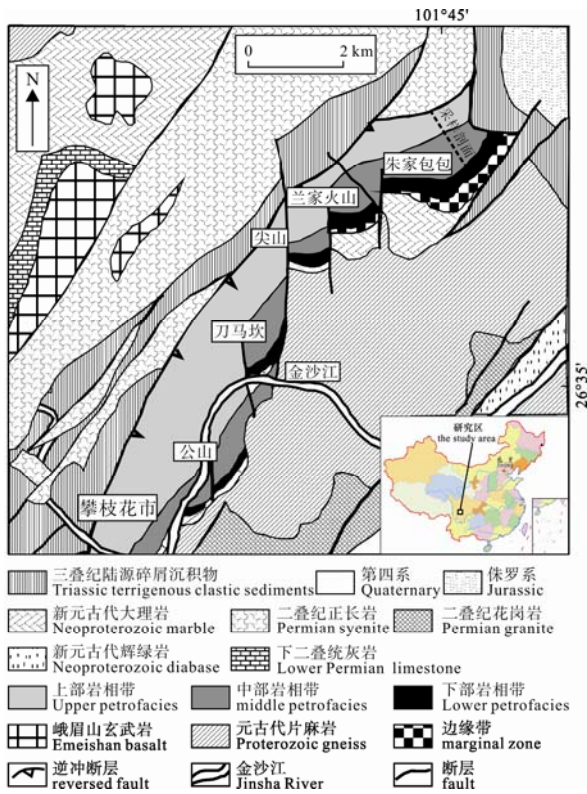


图 1 攀枝花岩体地质示意图(据张晓琪等, 2011)  
Fig. 1 Geological map of the Panzhihua Intrusion (after ZHANG Xiao-qi et al., 2011)

上震旦统灯影灰岩(图 1)。

攀枝花岩体自下而上可分为边缘带、下部岩相带、中部岩相带和上部岩相带等 4 个岩相带。边缘带以暗色细粒辉长岩为主; 下部岩相带由交替出现的块状磁铁矿层和暗色辉长岩构成, 厚约 160 m; 中部岩相带由磁铁辉长岩和辉长岩构成, 以韵律层理发育为特征, 厚约 800 m, 可划分出五个旋回; 上部岩相带则以磷灰石含量的突然增高为标志, 韵律层理减弱(王正允, 1982; 宋谢炎等, 1994)。

攀枝花岩体中部岩相带火成韵律构造发育, 富含斜长石的辉长岩和富含单斜辉石、橄榄石和钛铁氧化物(包括磁铁矿和少量钛铁矿)的暗色辉长岩交替出现(李德惠等, 1982; 王正允, 1982)。原生火成韵律构造与岩体产状一致。岩石中硅酸盐矿物常呈定向排列。块状矿体主要产于下部岩相带, 磁铁辉长岩则产于中部岩相带每个旋回的下部。

本文根据岩浆分异作用研究的需要和实验测定 Fe 同位素含量的样品需要选取韵律层发育良好的下部岩相带和中部岩相带进行研究(图 2)。全岩样品采自朱家包包矿区, 本矿区是攀枝花岩体岩相出露最全、矿体厚度较大、剥露最好的矿段。矿区主要岩石包括辉长岩、磁铁辉长岩和块状矿石。磁铁矿

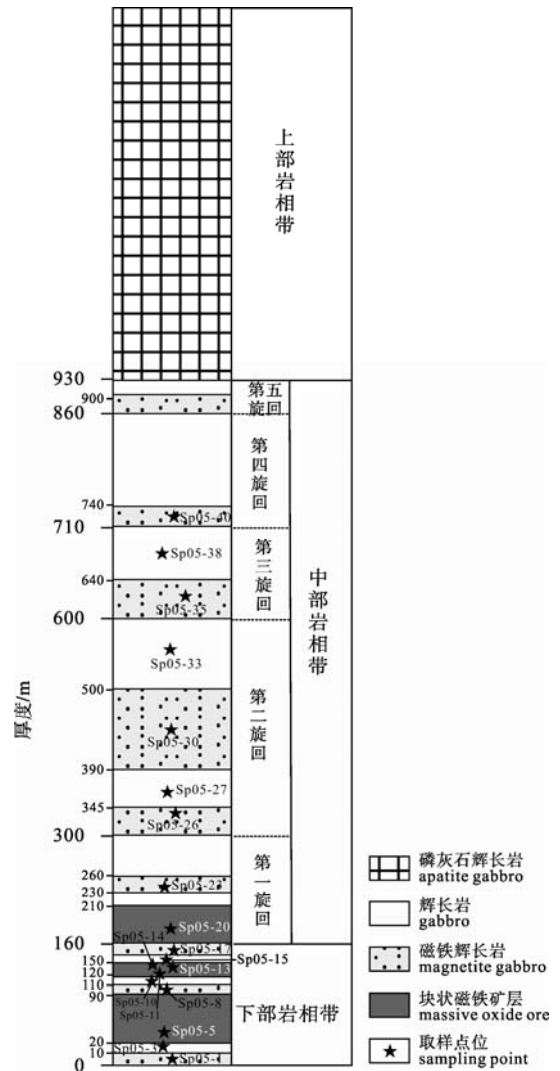


图 2 岩性剖面图及取样点位  
Fig. 2 Lithologic profile and sampling point

在国土资源部同位素地质重点实验室自行碎样挑选。

## 2 分析方法

### 2.1 全岩和单矿物处理过程

全岩样品: 将全岩样品磨制 200 目以下, 待溶样用;

磁铁矿样品: 将全岩样品磨制 40~80 目之间, 双目镜下挑出磁铁矿。

### 2.2 溶样过程

称取 0.1 g 左右的全岩样品, 用混合酸(浓 HF: 浓 HNO<sub>3</sub>=4: 1), 在 T=115℃ 条件下溶解 3 h, 使样品完全溶解。

称取 3 mg 左右的磁铁矿单矿物样品, 用 3 mL 浓 HCl, 在 T=120℃ 条件下溶解 3 h, 使样品完全溶解。

### 2.3 Fe的化学分离

首先将溶解后的样品蒸干后用 HNO<sub>3</sub> 溶解再蒸干用以赶 HF, 随后用 HCl 溶解蒸干反复三次将样品转化为 HCl 介质。随后在样品中滴入几滴 H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> 确保样品中 Fe 全部以 Fe<sup>3+</sup> 形式存在。然后采用 AG-MP-1 阴离子交换树脂应用离子交换层析法将 Fe 与其它元素分离(唐索寒等, 2006a, b)。最后将淋洗液转为 HNO<sub>3</sub> 介质, 用于质谱测试。

### 2.4 Fe的分析测试

Fe 同位素组成的测定在国土资源部同位素地质重点实验室引进的英国 Nu Instruments 的高分辨多接收器电感耦合等离子体质谱仪(Nu Plasma HR)上进行。化学分离后的样品溶液通过 DSN-100 膜去溶进入等离子体, 在 7000 K 的高温下将样品等离子化, 等离子化的样品在高分辨模式下经电场和磁场的双聚焦后, 进入法拉第杯接收器进行测定。该仪器在高分辨模式下可以将干扰信号与样品的 Fe 信号有效分开, 从而去除其他质量数相同的原子或离子团的干扰(朱祥坤等, 2008)。

Fe 的测试过程中采用样品-标样交叉法来校正仪器的质量分馏(Belshaw et al., 2000; Zhu et al., 2002; 侯可军等, 2012)。在标准的工作条件下, 样品

的进样浓度约为 5×10<sup>-6</sup>, 介质为 1% 的 HNO<sub>3</sub> 溶液。样品和标样之间分别用 10% 和 1% 的 HNO<sub>3</sub> 溶液清洗 3 min 和 2 min。数据采用牛津大学 Belshaw 博士提供的基于 Unix 操作系统的控制软件进行自动采集(朱祥坤等, 2008)。Fe 同位素的分析结果用相对于国际标准物质 IRMM-014 的千分偏差 δ<sup>x</sup>Fe 来表示, 即

$$\delta^{56}\text{Fe}/\text{‰}=[(^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe})_{\text{sample}}/(^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe})_{\text{IRMM-014}}-1.0]\times 10^3,$$

$$\delta^{57}\text{Fe}/\text{‰}=[(^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe})_{\text{sample}}/(^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe})_{\text{IRMM-014}}-1.0]\times 10^3.$$

## 3 结果

表 1 所示为样品的全岩和磁铁矿的 Fe 同位素组成结果。

全岩的 Fe 同位素组成特征: 攀枝花钒钛磁铁矿朱家包包矿体全岩 δ<sup>57</sup>Fe 的分布范围为 0.02‰ ~ 0.25‰, 平均组成为 0.17‰。矿区主要岩石为辉长岩、磁铁辉长岩和块状矿石, 其中辉长岩全岩 δ<sup>57</sup>Fe 的分布范围为 0.13‰ ~ 0.25‰, 平均值为 0.18‰; 磁铁辉长岩全岩 δ<sup>57</sup>Fe 的分布范围为 0.02‰ ~ 0.22‰, 平均值为 0.15‰; 块状矿石全岩 δ<sup>57</sup>Fe 的分布范围为 0.16‰ ~ 0.25‰, 平均组成为 0.20‰(表 1, 图 3)。前人研究表明, 地球上火成岩 Fe 同位素组成的显著特

表 1 攀枝花岩体朱家包包矿段全岩、磁铁矿 Fe 同位素组成特征

Table 1 Fe isotope composition of whole rock and magnetite from Zhujiabaobao section of Panzhihua intrusion

采样点位 (自下而上)/m	样品号	岩性	氧逸度指数 (Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO)	全岩		磁铁矿	
				δ <sup>56</sup> Fe/‰	δ <sup>57</sup> Fe/‰	δ <sup>56</sup> Fe/‰	δ <sup>57</sup> Fe/‰
5	Sp05-1	磁铁辉长岩	1.11	0.11	0.22	0.11	0.25
11	Sp05-3	辉长岩	0.53	0.05	0.14	—	—
40	Sp05-5	块状磁铁矿层	1.22	0.13	0.20	0.16	0.25
95	Sp05-8	磁铁辉长岩	1.02	0.03	0.11	0.02	0.28
114	Sp05-10	辉长岩	0.61	0.06	0.15	0.15	0.26
118	Sp05-11	块状磁铁矿层	1.13	0.09	0.18	0.13	0.20
128	Sp05-13	磁铁辉长岩	0.86	-0.03	0.02	0.16	0.31
133	Sp05-14	块状磁铁矿层	1.08	0.13	0.25	0.14	0.24
138	Sp05-15	辉长岩	0.75	0.15	0.25	0.17	0.29
150	Sp05-17	磁铁辉长岩	0.95	0.05	0.10	0.20	0.34
190	Sp05-20	块状磁铁矿层	1.18	0.07	0.16	0.32	0.41
235	Sp05-23	磁铁辉长岩	0.71	0.05	0.14	0.23	0.33
335	Sp05-26	磁铁辉长岩	0.79	0.09	0.19	0.32	0.53
355	Sp05-27	辉长岩	0.44	0.07	0.13	0.38	0.61
440	Sp05-30	磁铁辉长岩	0.79	0.14	0.21	0.38	0.59
545	Sp05-33	辉长岩	0.54	0.14	0.22	—	—
615	Sp05-35	磁铁辉长岩	0.71	0.13	0.22	0.19	0.29
680	Sp05-38	辉长岩	0.57	0.06	0.15	0.39	0.61
735	Sp05-40	磁铁辉长岩	0.59	0.08	0.17	0.14	0.33

注: “—”表示缺失 Fe 同位素结果数据。

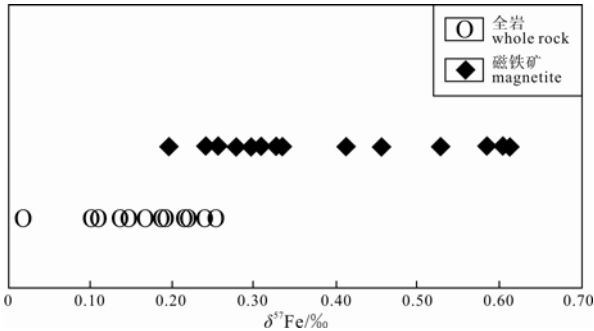


图 3 攀枝花岩体朱家包包矿段样品全岩、磁铁矿 Fe 同位素分布特征

Fig. 3 Fe isotope distribution of whole rock and magnetite from Zhujiabaobao section of Panzhihua intrusion

征之一就是不同时代、构造背景下形成的火成岩的 Fe 同位素组成变化不大, 其平均组成  $\delta^{57}\text{Fe}$  约为 0.15‰(Zhu et al., 2002; Beard et al., 2003; Poitrasson et al., 2004; Weyer et al., 2007)。本研究中不同岩矿体的 Fe 同位素组成显示了同样的特征。

磁铁矿的 Fe 同位素组成特征: 攀枝花矿区三类主要岩石辉长岩、磁铁辉长岩、块状矿石中挑磁铁矿的  $\delta^{57}\text{Fe}$  分布范围为 0.20‰ ~ 0.61‰, 平均值为 0.36‰。相对全岩样品, 磁铁矿 Fe 同位素分馏程度较大, 且具有相对重的 Fe 同位素组成(表 1, 图 3)。同时图 4 显示每一个样品中, 相对于全岩, 高价态 Fe 集中的磁铁矿单矿物均具有相对重的 Fe 同位素组成。

不同岩相带中磁铁矿单矿物的 Fe 同位素组成分布范围差异较大。下部岩相带中磁铁矿单矿物  $\delta^{57}\text{Fe}$  的分布范围为 0.20‰ ~ 0.34‰; 中部岩相带中磁铁矿单矿物  $\delta^{57}\text{Fe}$  的分布范围为 0.29‰ ~ 0.61‰, 与中部岩相带相比, 下部岩相带中磁铁矿的 Fe 同位素组成较轻, 分布范围较小。

攀枝花钒钛磁铁矿朱家包包矿体中辉长岩中磁铁矿单矿物  $\delta^{57}\text{Fe}$  的分布范围为 0.26‰ ~ 0.61‰, 平均值为 0.44‰; 磁铁辉长岩中磁铁矿单矿物  $\delta^{57}\text{Fe}$  的分布范围为 0.25‰ ~ 0.59‰, 平均值为 0.36‰; 块状矿石中磁铁矿单矿物  $\delta^{57}\text{Fe}$  的分布范围为 0.20‰ ~ 0.41‰, 平均值为 0.27‰(表 1)。其中辉长岩样品中磁铁矿  $\delta^{57}\text{Fe}$  相对于全岩 Fe 同位素偏重的程度较大; 磁铁辉长岩样品中磁铁矿  $\delta^{57}\text{Fe}$  偏重的程度较小; 块状矿石样品中磁铁矿  $\delta^{57}\text{Fe}$  相对于全岩 Fe 同位素偏重的程度最小(表 1)。从块状磁铁矿层到磁铁辉长岩再到辉长岩, 磁铁矿的含量是逐渐降低的。结果表明: 全岩样品中磁铁矿的含量越高, 磁铁矿 Fe 同位素组成越接近全岩水平, 相对全岩偏重程度越小。

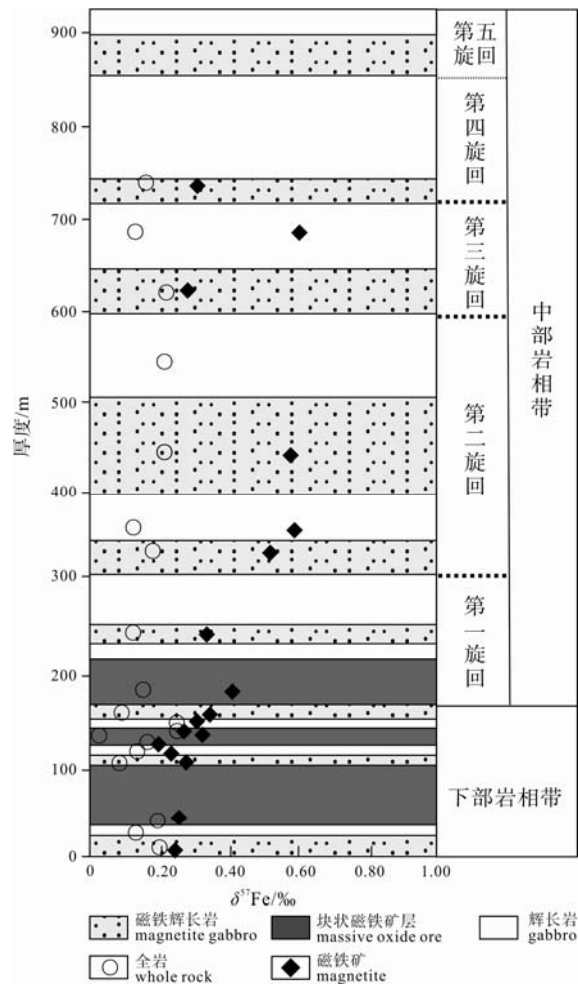


图 4 攀枝花岩体朱家包包矿段样品中全岩、磁铁矿 Fe 同位素组成对比

Fig. 4 Fe isotope comparison of whole rock and magnetite from Zhujiabaobao section of Panzhihua intrusion

## 4 讨论

### 4.1 岩浆分离结晶过程中的 Fe 同位素分馏

本文结果显示攀枝花钒钛磁铁矿朱家包包矿体中主要岩石辉长岩、磁铁辉长岩和块状矿石的全岩  $\delta^{57}\text{Fe}$  的分布范围为 0.02‰ ~ 0.25‰, 明显小于磁铁矿的 Fe 同位素分馏 0.05‰ ~ 0.61‰。磁铁矿之间较大的 Fe 同位素组成变化范围, 表明岩浆演化过程中, 单矿物磁铁矿结晶同时也与岩浆之间发生了瑞利分馏。若体系处于封闭状态, 岩浆演化过程中结晶矿物与岩浆之间的 Fe 同位素分馏系数保持不变, 那么随着岩浆发生分离结晶, 火成岩全岩的 Fe 同位素组成会随之发生明显的变化, 但实际结果并非如此, 前人研究和本文结果都显示火成岩全岩 Fe 同位素组成变化不大(Zhu et al., 2002; Beard et al., 2003; Poitrasson et al., 2004; Weyer et al., 2007)。

在磁铁矿含量最低的辉长岩中, 结晶矿物磁铁矿的 Fe 同位素组成  $\delta^{57}\text{Fe}$  相对于全岩偏重程度最大, 达到 0.27‰; 磁铁辉长岩中结晶矿物磁铁矿的 Fe 同位素组成  $\delta^{57}\text{Fe}$  相对于全岩平均偏重 0.21‰; 磁铁矿含量最高的块状矿石中, 结晶矿物磁铁矿的 Fe 同位素组成  $\delta^{57}\text{Fe}$  相对于全岩平均偏重 0.08‰, 接近全岩水平。

上述结果显示了岩浆过程中结晶矿物磁铁矿与全岩之间的 Fe 同位素分馏程度的一致性, 产生这一结果的原因与控制 Fe 同位素分馏的分馏机理有关。

同位素分馏理论表明, 共生物相之间同位素分馏和化学键能相关, 键能大的原子或基团富集重同位素, 键能小的原子或基团富集轻同位素。电荷是影响化学键键能的重要因素, 对于 Fe 同位素而言, 通常以  $\text{Fe}^{2+}$  或  $\text{Fe}^{3+}$  形式赋存在矿物中,  $\text{Fe}^{3+}$  的键能大于  $\text{Fe}^{2+}$ , 因而富含  $\text{Fe}^{3+}$  的矿物相对富集重 Fe 同位素, 富含  $\text{Fe}^{2+}$  的矿物相对富集轻 Fe 同位素。在达到 Fe 同位素分馏平衡的岩浆演化体系, 全岩中  $\text{Fe}^{2+}$  和  $\text{Fe}^{3+}$  之间 Fe 同位素分馏相应也应达到平衡。假设体系中富含 Fe 的矿物 A 含量高于矿物 B, 若 A 富含  $\text{Fe}^{2+}$  而 B 富含  $\text{Fe}^{3+}$ , 根据质量平衡原理, 则矿物 A 相对全岩富集轻 Fe 同位素的程度小于矿物 B 相对全岩富集重 Fe 同位素的程度; 相反若 A 富含  $\text{Fe}^{3+}$  而 B 富含  $\text{Fe}^{2+}$ , 则矿物 A 相对全岩富集重 Fe 同位素的程度小于矿物 B 相对全岩富集轻 Fe 同位素的程度。即全岩中大量存在的总含 Fe 量最高的矿物的 Fe 同位素组成最接近全岩 Fe 同位素组成。火成岩全岩 Fe 同位素组成变化主要由岩浆过程中矿物结晶分异所致, 当结晶出的能够对全岩 Fe 同位素组成起主导作用的矿物的 Fe 同位素组成最接近全岩水平时, 则整体上全岩 Fe 同位素组成变化不大。

攀枝花钒钛磁铁矿全岩中含铁共生矿物主要包括橄榄石、辉石、角闪石等铁硅酸盐矿物和以磁铁矿为主的铁氧化物, 其中  $\text{Fe}^{2+}$  主要赋存于铁硅酸盐矿物, 高价态的  $\text{Fe}^{3+}$  大多集中在磁铁矿中。因此岩浆分异过程中, 铁硅酸盐矿物富集轻 Fe 同位素, 磁铁矿富集重 Fe 同位素。根据上述“全岩中大量存在的总含 Fe 量最高的矿物的 Fe 同位素组成最接近全岩 Fe 同位素组成”结论, 块状矿石中磁铁矿含量最大, 因而块状矿石中磁铁矿的 Fe 同位素组成相对全岩偏重程度最小, 最接近全岩水平; 辉长岩中磁铁矿含量最小, 所以磁铁矿的 Fe 同位素相对全岩偏重程度最大。

#### 4.2 氧逸度对 Fe 同位素分馏的控制

玄武质岩浆演化过程中, 体系 Fe 同位素分馏与体系氧逸度密切相关。氧逸度高的体系中,  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  比例较高,  $\text{Fe}^{3+}$  含量高, 磁铁矿含量也相对较高, 根据岩浆分离过程中 Fe 同位素分馏机理, 此时磁铁矿 Fe 同位素组成相对全岩偏重程度较小, 具有相对轻的 Fe 同位素组成; 相反在相对低氧逸度体系中,  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  比例较低,  $\text{Fe}^{2+}$  含量高, 铁硅酸盐矿物含量较高, 磁铁矿含量相对较低, 磁铁矿 Fe 同位素组成相对全岩偏重程度较大, 具有相对较重的 Fe 同位素组成。因此体系氧逸度与体系中磁铁矿的 Fe 同位素组成应呈现负相关关系。表 1、图 4、图 5 也都显示出攀枝花岩体和矿体中体系氧逸度与磁铁矿 Fe 同位素组成之间良好的负相关关系。

下部岩相带和中部岩相带氧逸度的差异主要由不同岩性层位导致。块状矿石中磁铁矿含量高, 氧逸度指数 ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ) 比较高, 形成环境的氧逸度比较高; 辉长岩和磁铁辉长岩形成环境的氧逸度相对较低。在攀枝花岩体和矿体中, 下部岩相带含有少量薄层状的辉长岩和磁铁辉长岩, 因而下部岩相带样品中有几个和中部岩相带交叉的氧逸度较低的数据点; 中部岩相带底部有一层块状矿体, 导致所测样品中有一个氧逸度异常高的数据点(图 5)。整体而言, 下部岩相带含大量块状矿石, 形成环境的氧逸度较高; 中部岩相带大多辉长岩和磁铁辉长岩, 形成环境氧逸度较低。

比较图 5 中分别表征下部岩相带和中部岩相带磁铁矿的数据点可以看出, 下部岩相带磁铁矿形成环境的氧逸度相对较高, Fe 同位素组成相对较轻; 中部岩相带磁铁矿形成环境的氧逸度相对较低, Fe 同位素组成相对较重。下部岩相带和中部岩相带中磁铁矿 Fe 同位素组成与形成环境氧逸度之间的负

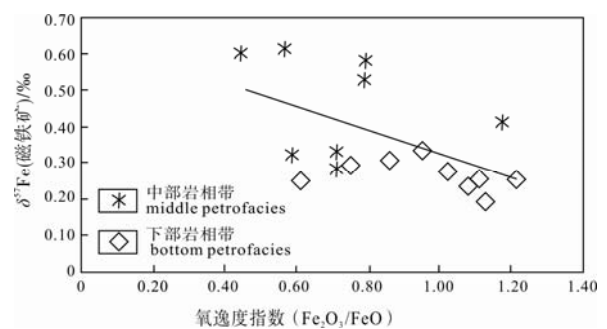


图 5 攀枝花岩体氧逸度指数与磁铁矿单矿物 Fe 同位素之间的关系图解

Fig. 5 Correlation between oxygen fugacity index and Fe isotope composition of magnetite

相关对应关系表明赋存于不同部位岩矿体中的磁铁矿主体上具有原位结晶的演化趋势。

#### 4.3 对矿床成因的指示

已有研究表明攀枝花下部岩相带巨厚的块状磁铁矿层的形成以及中部岩相带多个旋回的形成说明攀枝花岩矿体并非形成于同一次岩浆灌入,而是由多次岩浆补充形成(张晓琪等, 2011)。攀枝花钒钛磁铁矿中部岩相带中磁铁矿的  $\delta^{57}\text{Fe}$  分布范围为 0.29‰~0.61‰, 而下部岩相带中磁铁矿的  $\delta^{57}\text{Fe}$  为 0.20‰~0.34‰, 变化范围小于中部岩相带, 且具有明显偏轻的 Fe 同位素组成(表 1, 图 4)。这种差异表明下部岩相带磁铁矿并非由于中部岩相带中磁铁矿发生重力分异沉降到底部形成, 而磁铁矿 Fe 同位素组成与氧逸度之间的关系也表明攀枝花岩矿体中磁铁矿是原位结晶堆积的(图 5)。下部岩相带中块状矿体最厚, 表明下部岩相带形成过程中, 岩浆补充非常频繁, 导致磁铁矿大量堆积, 形成小的磁铁矿的  $\delta^{57}\text{Fe}$  分布范围; 而中部岩相带中由于岩浆补充的频率逐渐降低, 形成不同旋回及其旋回内部交替产生的磁铁矿辉长岩和辉长岩, 并导致中部岩相带磁铁矿  $\delta^{57}\text{Fe}$  同位素变化幅度较大。

中部岩相带中, 每一旋回都由一次岩浆补充形成(张晓琪等, 2011)。除第一旋回底部为块状矿石外, 其余每一旋回底部都是磁铁矿辉长岩(图 4)。五个旋回底部都含有较高含量的磁铁矿, 表明形成每一旋回补充侵入的岩浆具有相对富氧化态  $\text{Fe}^{3+}$ , 形成富含磁铁矿的磁铁矿辉长岩韵律层沉在旋回底部。随着分离结晶的进行, 岩浆逐渐演化为相对富还原态  $\text{Fe}^{2+}$ , 这种富  $\text{Fe}^{2+}$  岩浆随后结晶形成辉长岩覆于磁铁矿辉长岩上部。前面提到磁铁矿形成于高氧逸度环境。先形成富磁铁矿的磁铁矿辉长岩韵律层, 后形成贫磁铁矿的辉长岩韵律层的过程也揭示了形成中部岩相带各旋回的岩浆从高氧逸度向低氧逸度演化的趋势, 初始岩浆均形成于高氧逸度环境。

下部岩相带主体是富含磁铁矿的块状矿体, 中间夹杂少量薄层硅酸盐。相对于形成中部岩相带的岩浆, 形成下部岩相带的岩浆体系富含更多氧化态  $\text{Fe}^{3+}$ , 初始岩浆体系的氧逸度更高。

攀枝花岩矿体中, 形成下部岩相带的初始岩浆氧逸度高于中部岩相带; 中部岩相带每一旋回内部也是经历了岩浆从高氧逸度向低氧逸度的演化过程。世界上典型的含磁铁矿层状岩体(如格陵兰的 Skaergaard 侵入体和南非的 Bushveld 杂岩体)形成过程中岩浆体系是从低氧逸度向高氧逸度演化(Snyder et al., 1993)。而岩浆演化过程中磁铁矿形成

于高氧逸度环境, 这很好地解释了世界上典型的含磁铁矿层状岩体中的磁铁矿层多位于岩体上部的辉长岩带而攀枝花 V-Ti 磁铁矿主矿体赋存在含矿岩体下部的辉长岩中的机制。

## 5 结论

1) 玄武质岩浆演化过程中, 攀枝花岩体中的全岩和磁铁矿均发生了 Fe 同位素分馏。岩浆分离结晶过程对玄武岩全岩 Fe 同位素分馏影响较小, 全岩 Fe 同位素组成变化不大。相对于全岩, 磁铁矿具有相对重的 Fe 同位素组成; 并且其相对偏重程度与样品中磁铁矿的含量呈反相关关系。

2) 攀枝花不同部位岩矿体中磁铁矿 Fe 同位素组成与形成环境氧逸度之间负相关关系表明赋存于岩矿体中的磁铁矿主体上具有原位结晶的演化趋势。

3) 攀枝花岩矿体是多次岩浆补充和分离结晶共同作用的结果。下部岩相带形成过程中, 岩浆补充频繁, 形成巨厚的块状磁铁矿层; 中部岩相带形成过程中, 岩浆补充的频率逐渐降低, 形成多个旋回以及交替产生的磁铁矿辉长岩和辉长岩。

4) 研究显示形成攀枝花岩矿体的初始岩浆的氧逸度很高, 在高氧逸度环境下富集成矿, 演化过程中岩浆体系氧逸度逐渐降低。整个岩浆过程具有从高氧逸度向低氧逸度演化的趋势。

## 参考文献:

- 侯可军, 秦燕, 李延河. 2012. Fe 同位素的 MC-ICP-MS 测试方法[J]. 地球学报, 33(6): 885-892.
- 胡瑞忠, 毛景文, 范蔚茗, 华仁民, 毕献武, 钟宏, 宋谢炎, 陶琰. 2010. 华南陆块陆内成矿作用的一些科学问题[J]. 地学前缘, 17(2): 13-26.
- 胡瑞忠, 陶琰, 钟宏, 黄智龙, 张正伟. 2005. 地幔柱成矿系统: 以峨眉山地幔柱为例[J]. 地学前缘, 12(1): 42-54.
- 李德惠, 茅燕石. 1982. 四川攀西地区含钒钛磁铁矿层状侵入体的韵律层及形成机理[J]. 矿物岩石, (1): 29-43.
- 李世珍, 朱祥坤, 吴龙华, 骆永明. 2011. 干法灰化和湿法消解植物样品的铜锌铁同位素测定对比研究[J]. 地球学报, 32(6): 754-760.
- 李志红, 朱祥坤, 唐索寒. 2008. 鞍山-本溪地区条带状铁建造的铁同位素与稀土元素特征及其对成矿物质来源的指示[J]. 岩石矿物学杂志, 27(4): 285-290.
- 卢记仁, 张承信, 张光弟, 顾光先, 刘玉书, 黄与能. 1988a. 攀西地区钒钛磁铁矿床的成因类型[J]. 矿床地质, 7(1): 1-13.
- 卢记仁, 张光弟, 张承信, 顾光先, 刘玉书, 黄与能. 1988b. 攀

- 西层状岩体及钒钛磁铁矿床成因模式[J]. 矿床地质, 7(2): 3-11.
- 宋谢炎, 马润则, 王玉兰, 张正阶. 1994. 攀枝花层状侵入体韵律层理及岩浆演化特征[J]. 矿物岩石, 14(4): 37-45.
- 宋谢炎, 王玉兰, 张正阶, 马润则. 1996. 层状侵入体韵律层理成因的关键因素[J]. 成都理工学院学报, 24(4): 61-64.
- 宋谢炎, 张成江, 胡瑞忠, 钟宏, 周美夫, 马润则, 李佑国. 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[J]. 矿物岩石, 25(4): 35-44.
- 唐索寒, 朱祥坤, 蔡俊军, 李世珍, 何学贤, 王进辉. 2006b. 用于多接收器等离子体质谱铜铁锌同位素测定的离子交换分离方法[J]. 岩矿测试, 25(1): 5-8.
- 唐索寒, 朱祥坤, 李津, 闫斌. 2008. 地质样品铜、铁、锌同位素标准物质的研制[J]. 岩石矿物学杂志, 27(4): 279-284.
- 唐索寒, 朱祥坤. 2006a. AG MP-1 阴离子交换树脂元素分离方法研究[J]. 高校地质学报, 12(3): 398-403.
- 王跃. 2011. 铜陵矿集区 Fe、Cu 同位素地球化学研究[D]. 北京: 中国地质科学院.
- 王正允. 1982. 四川攀枝花含钒钛磁铁矿层状辉长岩体的岩石学特征及其成因初探[J]. 矿物岩石, (1): 49-64.
- 张晓琪, 张加飞, 宋谢炎, 邓宇峰, 官建祥, 郑文勤. 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[J]. 岩石学报, 27(12): 3675-688.
- 张招崇, 李莹, 赵莉, 艾羽. 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[J]. 岩石学报, 23(10): 2339-2352.
- 张招崇, 王福生, 范蔚茗, 邓海琳, 徐义刚, 许继峰, 王岳军. 2001. 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, 20(3): 239-246.
- 张招崇, 王福生, 郝艳丽, MAHONEY J J. 2005. 峨眉山大火成岩省和西伯利亚大火成岩省地球化学特征的比较及其成因启示[J]. 岩石矿物学杂志, 24(1): 12-20.
- 赵新苗, 朱祥坤, 张宏福, 唐索寒. 2008. Fe 同位素在地幔地球化学研究中的应用及进展[J]. 岩石矿物学杂志, 27(5): 435-440.
- 朱祥坤, 李志红, 赵新苗, 唐索寒, 何学贤, ELSHAW N S. 2008. 铁同位素的 MC-ICP-MS 测定方法与地质标准物质的铁同位素组成[J]. 岩石矿物学杂志, 27(4): 263-272.
- the geochemical and biological cycling of Fe[J]. *Chemical Geology*, 195(1-4): 87-117.
- BELSHAW N S, ZHU X K, GUO Y L, O'NIONS R K. 2000. High precision measurement of iron isotopes by plasma source mass spectrometry[J]. *International Journal of Mass Spectrometry*, 197(1-3): 191-195.
- CAWTHORN R G. 1996. Re-evaluation of magma compositions and processes in the upper most Critical Zone of the Bushveld Complex[J]. *Mineralogical Magazine*, 60(398): 131-148.
- DAUPHAS N, CRADDOCK P R, ASIMOW P D, BENNETT V C, NUTMAN A P, OHNENSTETTER D. 2009. Iron isotopes may reveal the redox conditions of mantle melting from Archean to Present[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 288(1-2): 255-267.
- DAUPHAS N, ROUEL O. 2006. Mass spectrometry and natural variations of iron isotopes[J]. *Mass Spectrometry Reviews*, 25(4): 515-550.
- DAUPHAS N, VAN ZUILEN M, BUSIGNY V, LEPLAND A, WADHWA M, JANNEY P E. 2007. Iron isotope, major and trace element characterization of early Archean supracrustal rocks from SW Greenland: Protolith identification and metamorphic overprint[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(19): 4745-4770.
- DAUPHAS N, VAN ZUILEN M, WADHWA M, DAVIS A M, MARTY B, JANNEY P E. 2004. Clues from Fe isotope variations on the origin of early Archean BIFs from Greenland[J]. *Science*, 306(5704): 2077-2080.
- HOU Ke-jun, QIN Yan, LI Yan-he. 2012. High-precision Measurements of Fe Isotopes Using MC-ICP-MS[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 33(6): 885-892(in Chinese with English abstract).
- HU Rui-zhong, MAO Jing-wen, FAN Wei-ming, HUA Ren-min, BI Xian-wu, ZHONG Hong, SONG Xie-yan, TAO Yan. 2010. Some scientific questions on the intra-continental metallogeny in the South China continent[J]. *Earth Science Frontiers*, 17(2): 13-26(in Chinese with English abstract).
- HU Rui-zhong, TAO Yan, ZHONG Hong, HUANG Zhi-long, ZHANG Zheng-wei. 2005. Mineralization systems of a mantle plume: A case study from the Emeishan igneous province, southwest China[J]. *Earth Science Frontiers*, 12(1): 42-54(in Chinese with English abstract).
- JOHNSON C M, BEARD B L, BEUKRES N J, KLEIN C,

## References:

BEARD B L, JOHNSON C M, SKULAN J L, NEALSON K H, COX L, SUN H. 2003. Application of Fe isotopes to tracing



- O'LEAEY J M. 2003. Ancient geochemical cycling in the Earth as inferred from Fe isotope studies of banded iron formations from the Transvaal Craton[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(5): 523-547.
- JOHNSON C M, BEARD B L, KLEIN C, BEUKRES N J, RODEN E E. 2008. Iron isotopes constrain biologic and abiologic processes in banded iron formation genesis[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(1): 151-169.
- LI De-hui, MAO Yan-shi. 1982. Formation of the rhythmic layering in layered intrusions in the Pan-Xi district, Sichuan Province, SW China[J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, (1): 29-43(in Chinese).
- LI Shi-zhen, ZHU Xiang-kun, WU Long-hua, LUO Yong-ming. 2011. A comparative study of plant sample preparation by dry ashing and wet digestion for isotopic determination of Cu, Zn and Fe[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 32(6): 754-760(in Chinese with English abstract).
- LI Zhi-hong, ZHU Xiang-kun, TANG Suo-han. 2008. Characters of Fe isotopes and rare earth elements of banded iron formations from Anshan-Benxi area: implications for Fe source[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 27(4): 285-290(in Chinese with English abstract).
- LU Ji-ren, ZHANG Cheng-xin, ZHANG Guang-di, GU Guang-xian, LIU Yu-shu, HUANG Yu-neng. 1988a. Genetic type of V-Ti Magnetite Deposits in Panzhihua-Xichang Area[J]. *Mineral Deposits*, 7(1): 1-13(in Chinese with English abstract).
- LU Ji-ren, ZHANG Guang-di, ZHANG Cheng-xin, GU Guang-xian, LIU Yu-shu, HUANG Yu-neng. 1988b. A Genetic Model for Layered Intrusions and Vanadic Titanomagnetite Deposits in Panzhihua-Xichang Area[J]. *Mineral Deposits*, 7(2): 3-11(in Chinese with English abstract).
- MCBIRNEY A R, NASLUND H R. 1990. The differentiation of the Skaergaard intrusion[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104(2): 235-240.
- PANG K N, LI C S, ZHOU M F, RIPLEY E M. 2009. Mineral compositional constraints on petrogenesis and oxide ore genesis of the late Permian Panzhihua layered gabbroic intrusion, SW China[J]. *Lithos*, 110(1-4): 199-214.
- PANG K N, LI C S, ZHOU M F, RIPLEY R M. 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 ferrobaltic magma[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156(3): 307-321.
- PANG K N, ZHOU M F, LINDSLEY D, ZHAO D G, MALPAS J. 2008b. Origin of Fe-Ti oxide ores in mafic intrusions: Evidence from the Panzhihua intrusion, SW China[J]. *Journal of Petrology*, 49(2): 295-313.
- POITRASSON F, HALLIDAY A N, LEE D C, LEVASSEUR S, TEUTSCH N. 2004. Iron isotope differences between Earth, Moon, Mars and Vesta as possible records of contrasted accretion mechanisms[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 223(3-4): 253-266.
- ROUXEL O J, BEKKER A, EDWARDS K J. 2005. Iron isotope constraints on the Archean and Paleoproterozoic ocean redox state[J]. *Science*, 307(5712): 1088-1091.
- ROUXEL O, DOBBEK N, LUDDEN J, FOUQUET Y. 2003. Iron isotope fractionation during oceanic crust alteration[J]. *Chemical Geology*, 202(1-2): 155-182.
- SNYDER D, CARMICHAEL I S E, WIEBE R A. 1993. Experimental-study of liquid evolution in an Fe-rich, layered mafic intrusion – constraints of Fe-Ti oxide precipitation on the T-f<sub>02</sub> and T-Rho paths of tholeiitic magma[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113(1): 73-86.
- SONG Xie-yan, MA Run-ze, WANG Yu-lan, ZHANG Zheng-jie. 1994. The characteristics of layering and magma evolution of Panzhihua Layered intrusion[J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 14(4): 37-45(in Chinese with English abstract).
- SONG Xie-yan, WANG Yu-lan, ZHANG Zheng-jie, MA Run-ze. 1996. Critical factors of the formation of the rhythmic layering of layered intrusion[J]. *Journal of Chengdu University of Technology*, 24(4): 61-64 (in Chinese with English abstract).
- SONG Xie-yan, ZHANG Cheng-jiang, HU Rui-zhong, ZHONG Hong, ZHOU Mei-fu, MA Run-ze, LI You-guo. 2005. Genetic links of magmatic deposits in the Emeishan large igneous province with dynamics of mantle plume[J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 25(4): 35-44(in Chinese with English abstract).
- TANG Suo-han, ZHU Xiang-kun, CAI Jun-jun, LI Shi-zhen, HE Xue-xian, WANG Jin-hui. 2006b. Chromatographic separation of Cu, Fe and Zn using AG MP-1 anion exchange resin for isotope determination by MC-ICPMS[J]. *Rock and Mineral Analysis*, 25(1): 5-8(in Chinese with English abstract).
- TANG Suo-han, ZHU Xiang-kun, LI Jin, YAN Bin. 2008. Preparation of reference material for Cu, Fe and Zn isotope measure-

- ment of geological samples[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 27(4): 279-284(in Chinese with English abstract).
- TANG Suo-han, ZHU Xiang-kun. 2006a. Separation of some elements using AG MP-1 anion exchange resin[J]. *Geological Journal of China Universities*, 12(3): 398-403(in Chinese with English abstract).
- WANG Y, ZHU X K, MAO J W, LI Z H, CHENG Y B. 2011. Iron isotope fractionation during skarn-type metallogeny: A case study of Xinqiao Cu-S-Fe-Au deposit in the Middle-Lower Yangtze valley[J]. *Ore Geology Reviews*, 43(1): 194-202.
- WANG Yue. 2011. Iron and Copper Isotope Geochemistry of Tongling district of the Middle-Lower Yangtze valley[M]. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences(in Chinese).
- WANG Zheng-yun. 1982. The characteristics of petrology and origin of layered gabbros intrusions of Fe-Ti-V oxide deposits in the Pan-Xi district, Sichuan Province, SW China[J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, (1): 49-64(in Chinese).
- WEYER S, IONOV D A. 2007. Partial melting and melt percolation in the mantle: The message from Fe isotopes[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 259(1-2): 119-133.
- WHITEHOUSE M J, FEDO C M. 2007. Microscale heterogeneity of Fe isotopes in >3. 71 Ga banded iron formation from the Isua Greenstone Belt, southwest Greenland[J]. *Geology*, 35(8): 719-722.
- ZHANG Xiao-qi, ZHANG Jia-fei, SONG Xie-yan, DENG Yu-feng, GUAN Jian-xiang, ZHENG Wen-qin. 2011. Implications of compositions of plagioclase and olivine on the formation of the Panzihua V-Ti magnetite deposit, Sichuan Province[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 27(12): 3675-688. (in Chinese with English abstract).
- ZHANG Zhao-chong, LI Ying, ZHAO Li, AI Yu. 2007. Geochemistry of three layered mafic-ultramafic intrusions in the Panxi area and constraints on their sources[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(10): 2339-2352 (in Chinese with English abstract).
- ZHANG Zhao-chong, WANG Fu-sheng, FAN Wei-ming, DENG Hai-lin, XU Yi-gang, XU Ji-feng, WANG Yue-jun. 2001. A discussion on some problems concerning the study of the Emeishan basalts[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 20(3): 239-246(in Chinese with English abstract).
- ZHANG Zhao-chong, WANG Fu-sheng, HAO Yan-li, MAHONEY J J. 2005. A geochemical comparison between the Emeishan and Siberian large igneous provinces and its petrogenetic implications[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 24(1): 12-20(in Chinese with English abstract).
- ZHAO X M, ZHANG H F, ZHU X K, TANG S H, TANG Y J. 2010. Iron isotope variations in spinel peridotite xenoliths from North China Craton: implications for mantle metasomatism[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(1): 1-14.
- ZHAO X M, ZHANG H F, ZHU X K, TANG S H, YAN B. 2012. Iron isotope evidence for multistage melt-peridotite interactions in the lithospheric mantle of eastern China[J]. *Chemical Geology*, 292-293: 127-139.
- ZHAO Xin-miao, ZHU Xiang-kun, ZHANG Hong-fu, TANG Suo-han. 2008. Applications of Fe isotopes to tracing mantle processes[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 27(5): 435-440(in Chinese with English abstract).
- ZHOU Mei-fu. 2005. Origin of layered gabbroic intrusions and their giant Fe-Ti-V oxide deposits in the Pan-Xi district, Sichuan Province, SW China[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 24(5): 381-384.
- ZHU X K, GUO Y L, O'NIONS R K, YOUNG E D, ASH R D. 2001. Isotopic homogeneity of iron in the early solar nebula[J]. *Nature*, 412(6844): 311-313.
- ZHU X K, GUO Y L, WILLIAMS R J P, O'NIONS R K, MATTHEWS A, BELSHAW N S, CANTERS G W, DE WAAL E C, WESER U, BURGESS B K, SALVATO B. 2002. Mass fractionation processes of transition metal isotopes[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 200(1-2): 47-62.
- ZHU X K, O'NIONS R K, GUO Y L, REYNOLDS B C. 2000. Secular variation of iron isotopes in North Atlantic deep water[J]. *Science*, 287(5460): 2000-2002.
- ZHU Xiang-kun, LI Zhi-hong, ZHAO Xin-miao, TANG Suo-han, HE Xue-xian, BELSHAW N S. 2008. High-precision measurements of Fe isotopes using MC-ICP-MS and Fe isotope compositions of geological reference materials[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 27(4): 263-272(in Chinese with English abstract).