

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*

张晓琪^{1,2} 张加飞³ 宋谢炎^{1**} 邓宇峰^{1,2} 官建祥^{1,2} 郑文勤¹

ZHANG XiaoQi^{1,2}, ZHANG JiaFei³, SONG XieYan^{1**}, DENG YuFeng^{1,2}, GUAN JianXiang^{1,2} and ZHENG WenQin¹

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. 中国科学院研究生院 北京 100049

3. 攀钢集团有限公司矿业公司 攀枝花 617000

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

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

3. Mining Company of Panzhihua Group Company Limited, Panzhihua 617000, China

2010-01-22 收稿, 2011-03-27 改回.

Zhang XQ, Zhang JF, Song XY, Deng YF, Guan JX and Zheng WQ. 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

Abstract Mineral assemblages and associated textures in the low and middle part of the Panzhihua intrusion indicate that plagioclase, olivine and Fe-Ti oxides were crystallized at a similar temperature range. Thus, it is possible to estimate variation of temperature, oxygen fugacity (f_{O_2}) and magma composition during the formation of the magnetite gabbro and gabbro in different cycles of the Panzhihua layered intrusion by means of compositions of plagioclase and olivine. Electron microprobe data indicate that plagioclase has small compositional variation ($An_{58.0-52.5}$) from the low zone to the middle zone. Whereas, forsterite percentages of olivine (Fo) decrease significantly upwards from magnetite gabbro to gabbro within a single cycle unit. These features indicate that the Panzhihua intrusion was developed by replenishment of many pulses of Fe-Ti enriched magmas. Small and regular composition variations of plagioclase suggest that variations of f_{O_2} and Fe^{3+}/Fe^{2+} of the magma have little effect on crystallization of plagioclase. Therefore, compositions of plagioclase can be used to estimate temperature of crystallization of Fe-Ti oxides. In contrast, large variations of Fo of olivine within a cycle unit suggest that the compositions of olivine depend on values of Fe^{3+}/Fe^{2+} and Fe^{2+}/Mg of the magma, from which the olivine crystallized. Thus, Fo of olivine was used to rebuild variation of f_{O_2} during the formation of the magnetite gabbro and gabbro. Crystallizations of plagioclase of the lower and middle zones of the Panzhihua intrusion occurred between 1079°C and 1121°C, we estimate that Fe-Ti oxide probably crystallized at the same temperature range as well. On the other hand, decrease of Fo of olivine from magnetite gabbro to gabbro within a cycle unit indicate that f_{O_2} decreased during fractional crystallization of a new replenished magma. This conclusion is consistent with previous experimental studies about the f_{O_2} variations during fractional crystallization process at a system closed to oxygen.

Key words Plagioclase; Olivine; Oxygen fugacity; Layered intrusion; Panzhihua Fe-Ti-V deposit; Emeishan large igneous province

摘要 攀枝花岩体下部和中部岩相带各旋回中磁铁辉长岩和辉长岩的岩相结构特征表明, 钛铁氧化物和斜长石、橄榄石的结晶发生在相近的温度区间内, 这为我们利用斜长石和橄榄石的成分探讨磁铁矿形成时温度、氧逸度和岩浆成分的变化提供了可能。电子探针分析结果表明, 下部和中部岩相带中斜长石 An 牌号自下向上有规律地逐渐降低, 而在每一个旋回内部,

* 本文受国家“973”计划(2007CB411408)、国家自然科学基金重点项目(40730420)、科学院知识创新方向性项目(KZCX2-YW-Q04)和矿床地球化学国家重点实验室课题(KCZX20090105)联合资助。

第一作者简介: 张晓琪, 女, 1984年生, 硕士, 地球化学专业, E-mail: wish-you@live.cn

** 通讯作者: 宋谢炎, 男, 1962年生, 研究员, 地球化学专业, E-mail: songxieyan@vip.gyig.ac.cn

橄榄石的 Fo 值总是由磁铁辉长岩向辉长岩表现出强烈降低的趋势。这些特征说明攀枝花岩体经历了多次富铁钛的岩浆的补充。斜长石 An 牌号小幅度的规律性降低说明岩浆氧逸度和 Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值变化对斜长石成分影响很小,因此,我们可以根据斜长石成分估计钛铁氧化物结晶过程中温度变化。然而,同一旋回中橄榄石 Fo 值变化较大说明橄榄石成分在很大程度上取决于岩浆中的 Fe^{3+}/Fe^{2+} 和 Fe^{2+}/Mg 含量,因此,可以根据橄榄石成分分析磁铁辉长岩与辉长岩形成过程中氧逸度和 Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值的相对变化。计算得到下部和中部岩相带中斜长石的结晶温度介于 1079 ~ 1121°C 之间,认为钛铁氧化物的结晶也大致发生在此温度区间;根据同一旋回中磁铁辉长岩与邻近辉长岩中橄榄石 Fo 值的差异,发现每次新补充的岩浆分离结晶过程中氧逸度总是逐渐降低,这与前人对封闭体系岩浆结晶分异过程中氧逸度变化规律的认识一致。

关键词 斜长石; 橄榄石; 氧逸度; 层状岩体; 攀枝花钒钛磁铁矿床; 峨眉大火成岩省

中图法分类号 P578.942; P578.968; P618.31

1 引言

钒钛磁铁矿通常被认为是镁铁质岩浆分离结晶晚期的产物,因此,钒钛磁铁矿层一般出现在层状岩体的上部,如南非 Bushveld 岩体和格陵兰的 Skaergaard 岩体 (McBirney and Naslund, 1990; Cawthorn, 1996)。然而,与国外典型层状岩体不同,四川攀枝花层状岩体巨厚的钒钛磁铁矿层分布在岩体的底部和下部。攀西地区是世界最大的钒钛磁铁矿集区,几处超大型 V-Ti 磁铁矿床蕴藏着近 33×10^9 t 的 Fe、 1862×10^4 t 的 V_2O_5 、 6.18×10^9 t 的 TiO_2 , V 和 Ti 分别占世界储量的 11.6% 和 35%, 占我国总储量的 52% 和 95%^①。自 20 世纪 80 年代以来,前人对该地区的层状岩体及钒钛磁铁矿床的成因进行了大量探讨。攀西地质大队 (1984^②) 和张云湘等 (1988) 认为含钒钛磁铁矿的层状岩体是攀西裂谷发育早期阶段幔源岩浆活动的产物;李德惠和茅燕石 (1982) 及王正允 (1982) 对该岩体的岩相带进行了系统划分;宋谢炎等 (1997, 1999) 和张正阶等 (1996) 运用热力学和化学动力学方法对韵律层理的形成过程进行了定量模拟。近年来, Zhou *et al.* (2005) 利用锆石 SHRIMP U-Pb 定年技术,确定攀枝花层状岩体形成的年龄为 263 ± 3 Ma, 肯定了其与二叠世峨眉山幔柱高钛玄武岩浆活动的成因联系 (宋谢炎等, 2005; Zhou *et al.*, 2008; Zhang *et al.*, 2009)。

然而,攀枝花钒钛磁铁矿的成因认识仍存在分歧。攀西地质大队 (1984)、卢记仁等 (1988a, b)、张云湘等 (1988) 认为钒钛磁铁矿床的形成与分离结晶作用有关,应是在岩浆作用早期较高氧逸度下形成的;宋谢炎等 (1994, 1999) 及张正阶等 (1996) 认为块状磁铁矿层的形成与铁矿浆的不混溶分离有关,而浸染状磁铁矿的形成与分离结晶作用有关; Zhou *et al.* (2005) 认为侵入攀枝花岩体的岩浆在深部岩浆房经历了一定程度的分离结晶,分异后的岩浆在来自围岩的富 C-O 的流体影响下,发生液态不混溶形成相互分离的富 Fe-Ti 的氧化物熔浆和贫 Fe-Ti 的硅酸盐岩浆,钒钛磁铁矿层是直接由富 Fe-Ti 氧化物熔浆中结晶出来的。然而,迄今为止并没有支持富 Fe-Ti 氧化物矿浆从镁铁质岩浆中熔离的实验岩石学证据。

岩体中钛铁氧化物以及橄榄石中的钛铁氧化物包裹体

的成分和结构特征为攀枝花钒钛磁铁矿的重力结晶分异的观点提供了更多的新证据 (Pang *et al.*, 2008a, b, 2009), 包裹体中钛铁氧化物成分与块状矿体全岩氧化物成分的相似性,说明钛铁氧化物是在接近液相线时与橄榄石等硅酸盐矿物同时结晶形成的。遗憾的是,由于存在固溶体分离,使得根据磁铁矿和钛铁矿电子探针成分获得的温度和氧逸度结果只能代表固相线以下这两种矿物固溶体分离的物理化学条件 (Pang *et al.*, 2008b), 未能论证矿层形成时的温度、氧逸度条件,也没有更深入地讨论诸如是什么因素促使大量钒钛磁铁矿聚集在攀枝花岩体的下部,而不是在岩体的上部? 为什么钒钛磁铁矿层往往呈韵律式分布? 本文试图利用没有固相线下钛铁氧化物固溶体分离的造岩矿物 (斜长石和橄榄石) 的成分对上述问题进行探讨。

2 地质背景

峨眉山大火成岩省位于扬子板块西部至青藏高原东缘的广大地区,并一直延伸至越南北部,出露面积超过 5×10^5 km² (图 1) (Song *et al.*, 2001, 2004; Xu *et al.*, 2001; Xiao *et al.*, 2004a), 它由峨眉山玄武岩、镁铁-超镁铁侵入岩及同源酸性、碱性侵入岩组成。峨眉山玄武岩厚度数十米至数千米不等,局部地区厚度可达五千米,是中晚二叠世 (~259 Ma) 受峨眉山幔柱作用快速 (1 ~ 2 Ma) 喷发的产物 (Chung and Jahn, 1995; Xu *et al.*, 2001; 宋谢炎等, 2001; Zhou *et al.*, 2002; He *et al.*, 2003, 2007; Xiao *et al.*, 2004b; Song *et al.*, 2009)。根据地球化学特点,可以将其分为高钛玄武岩 ($Ti/Y > 500$) 和低钛玄武岩 ($Ti/Y < 500$) 两个系列 (Xu *et al.*, 2001)。它们源于不同的原始岩浆组成,经历了不同的岩浆演化路线,并具有不同的时空分布关系 (Xu *et al.*, 2001; Xiao *et al.*, 2004a; 宋谢炎等, 2005; Zhou *et al.*, 2008; Song *et al.*, 2009)。前者与钒钛磁铁矿成矿有关,主要分布在峨眉山大火成岩省内带,是地幔柱活动晚期阶段的产物;后者

① 数据来自攀钢网站 <http://www.pzhsteel.com.cn/AboutCompany/Default.aspx>

② 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 (附件 1). 79 - 110

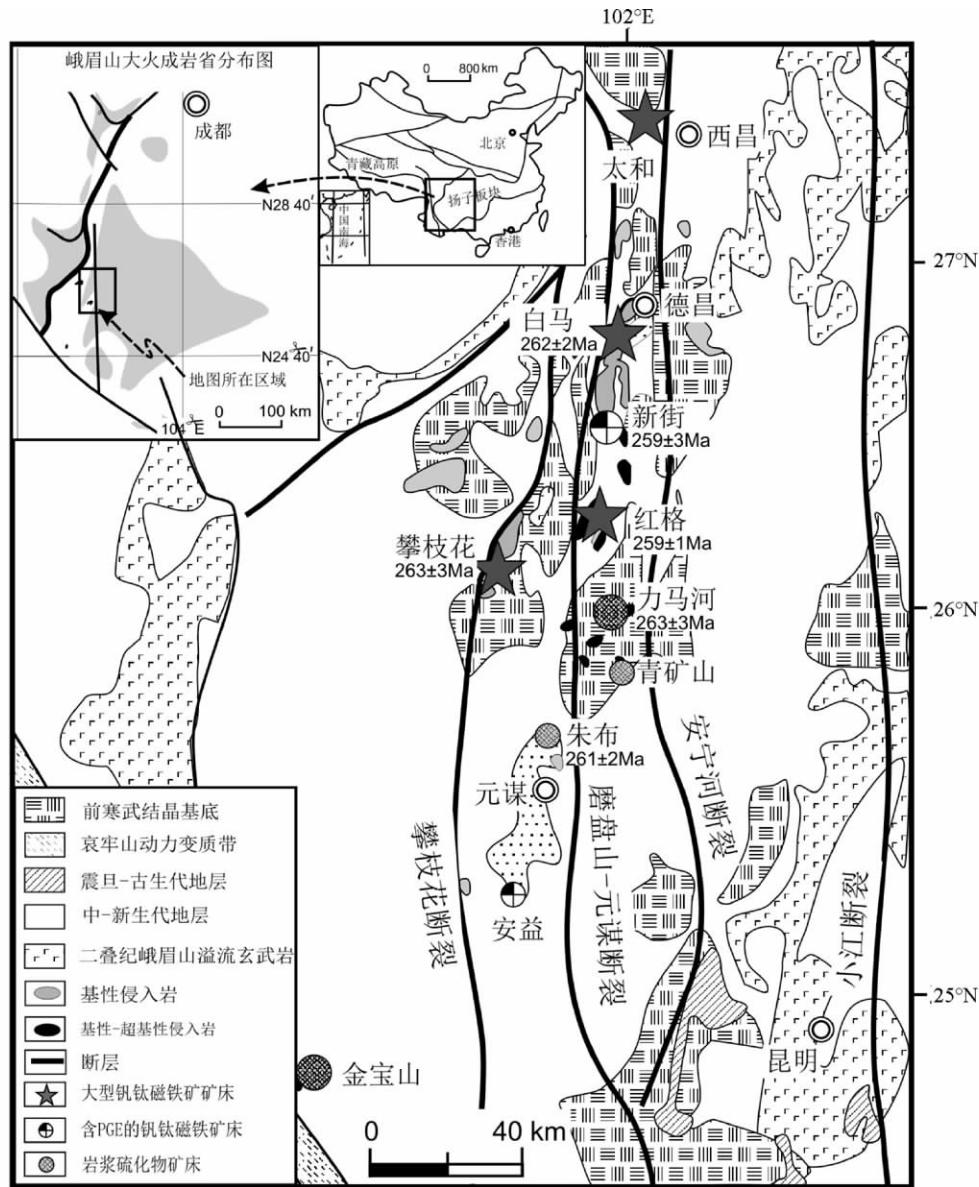


图1 攀西地区镁铁-超镁铁层状侵入体分布图 (据攀西地质大队,1984; Song *et al.*, 2009 修改)

Fig.1 Distribution map of mafic-ultramafic layered intrusions in Pan-Xi area, SW China (after Song *et al.*, 2009)

与岩浆硫化物矿床成矿有关,主要分布在峨眉山大火成岩省的外带,形成时间早于前者。

攀西地区位于峨眉山大火成岩省的内带(图1),沿南北向的磨盘山-元谋断裂和攀枝花断裂带出露一系列具有巨大经济价值的含Fe-Ti-V矿的层状基性-超基性侵入体,从北向南依次为太和岩体(262 ± 2Ma, Zhou *et al.*, 2008)、白马岩体(261 ± 2Ma, Shellnutt *et al.*, 2009);新街岩体(259 ± 3Ma, Zhou *et al.*, 2002)红格岩体(259 ± 1.3Ma, Zhong and Zhu, 2006)攀枝花岩体(263 ± 3Ma, Zhou *et al.*, 2005),其中攀枝花铁矿床是目前开采规模最大的钒钛磁铁矿床。

攀枝花层状岩体长约19km,宽约2km,面积约40km²(图2),岩体呈单斜层状产出,走向NE-SW,倾向NW,倾角50°~60°。岩体侵位于新元古代晚期的灯影组灰岩中,底部与围

岩接触部位普遍存在大理岩化和矽卡岩化的热接触变质晕。其上部与三叠纪沉积岩呈断层接触,北部和南部与正长岩断层接触(攀西地质大队1984)。由于后期NW向断裂的破坏,攀枝花岩体自北向南被分割为朱家包包、兰家火山、尖山、刀马坎、公山、弄弄坪和纳拉箐等7个矿段(图2)。本次研究主要对朱家包包矿段进行采样(图2),该矿段长2.2km,宽1.1km,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。

根据岩石的矿物组合及含量变化,特征矿物相(磷灰石、橄榄石)的出现和消失;岩石的结构构造特征;固溶体矿物(斜长石、含钛普通辉石、橄榄石)的成分变化;微韵律层的发育情况等岩相特征,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(图3)

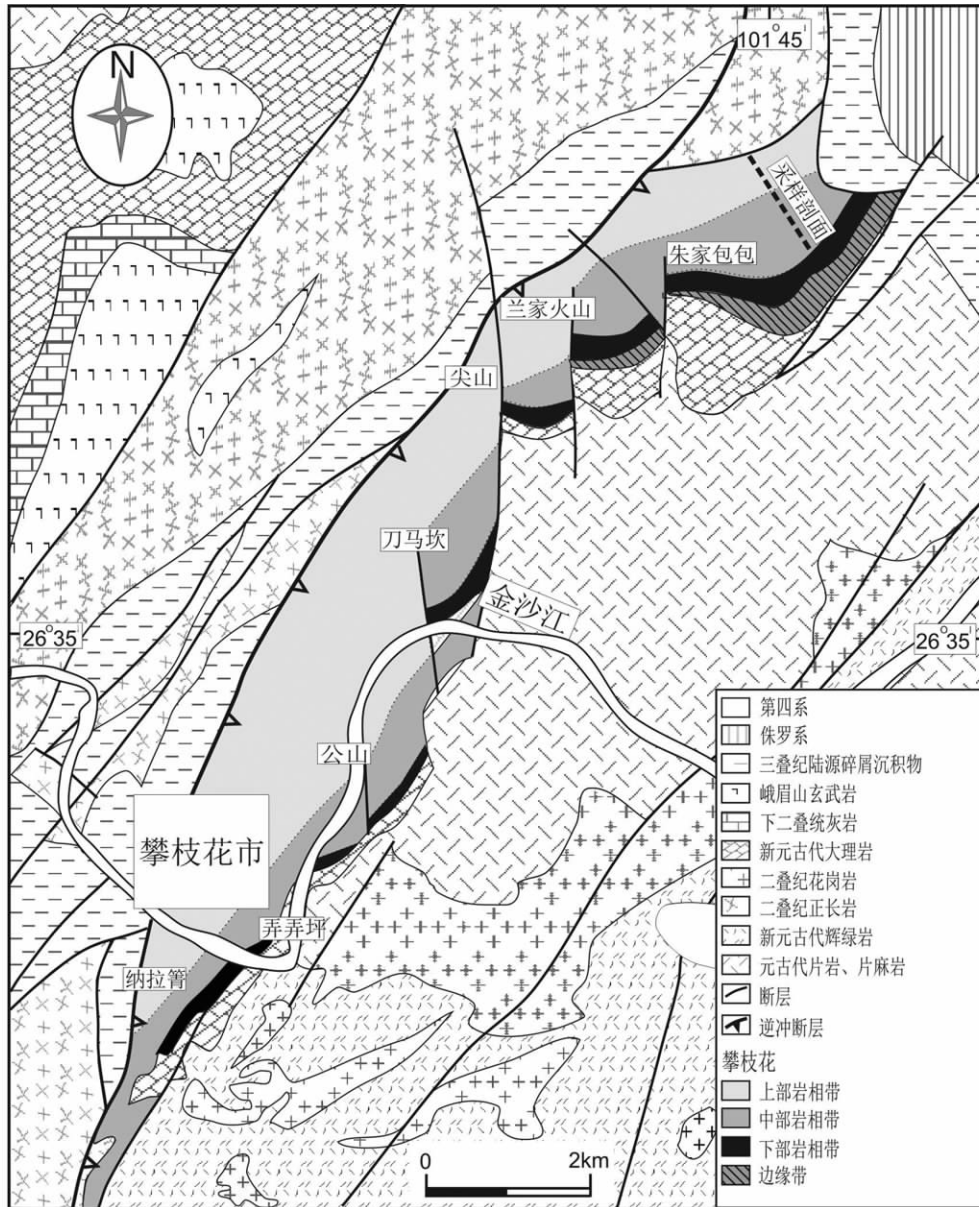


图2 攀枝花岩体地质示意图(据 Zhou *et al.*, 2005)

Fig.2 Geological map of the Panzihua intrusion, SW China (after Zhou *et al.*, 2005)

(李德惠和茅燕石, 1982; 王正允, 1982; 攀西地质大队, 1984)。

边缘带以暗色细粒辉长岩为主, 底部直接与灯影组大理岩接触, 其突出特征是含角闪石及大量大理岩捕虏体(王正允, 1982)。下部岩相带为攀枝花岩体的主要赋矿层, 其底部有厚数米的粗粒橄榄岩、橄辉岩层, 之上为厚达 60m 的块状钒钛磁铁矿层, 其中仅夹少量浸染状矿石; 上部为磁铁辉长岩夹辉长岩, 暗色矿物(钛普通辉石+钛铁氧化物+橄榄石)与浅色矿物(斜长石)比例的交替变化显示出韵律层理(王正允, 1982; 宋谢炎等, 1994)。中部岩相带由磁铁辉长岩与辉长岩的交替变化显示出 5 个岩相旋回(图 3), 除第一旋回底部形成厚约 40~50m 的块状钒钛磁铁矿层外, 每个旋

回底部和中部也形成若干浸染状磁铁矿层, 但磁铁矿层的厚度和矿石品位向上逐渐降低。较之下部岩相带而言, 中部岩相带的韵律层理更加发育。上部岩相带主要为层状辉长岩, 局部有稀疏浸染状矿, 以磷灰石的突然增多为标志, 该层的出现也标志着攀枝花层状岩体成矿作用的终结(李德惠和茅燕石, 1982; 王正允, 1982; 攀西地质大队, 1984)。

3 样品加工和分析方法

为探讨 Ti-Fe 氧化物矿层形成时的温度、氧逸度条件, 本次研究对中、下岩相带的矿物成分进行了电子探针测定。对于新采集的样品, 首先将样品的氧化表面切除, 选择新鲜面

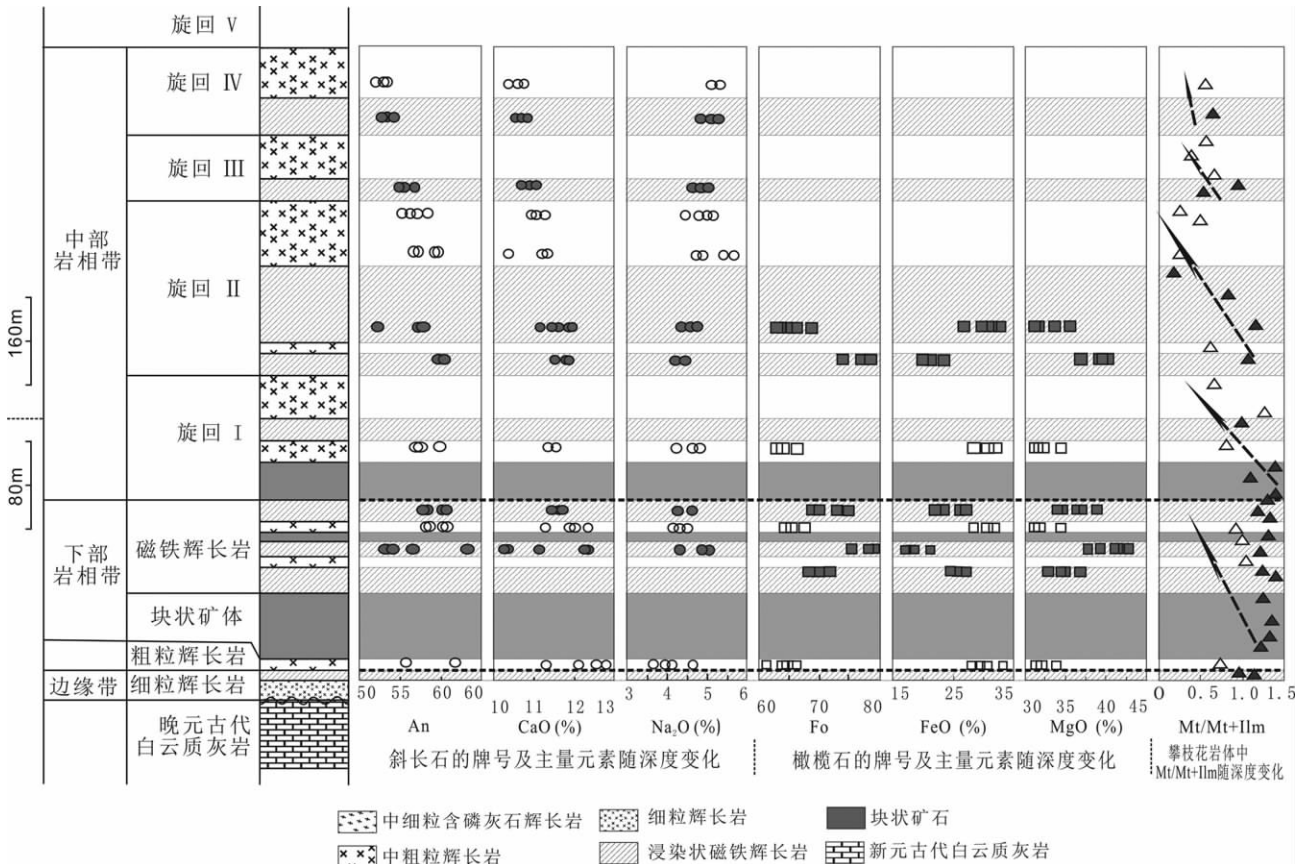


图3 攀枝花岩体朱家包包矿体柱状图及斜长石牌号、橄榄石的牌号、主量元素和岩体中磁铁矿、钛铁矿体积百分比随深度变化柱状图(据 Song *et al.*, unpublished 改编)

小圆圈代表斜长石的电子探针数据; 小方格代表橄榄石的电子探针数据; 小三角代表攀枝花岩体中磁铁矿体积分数与全岩总铁钛氧化物体积分数的比值; 空心代表数据来自辉长岩; 实心代表数据来自磁铁辉长岩或块状矿体. 中部岩相带第V旋回及上部岩相带在本图中略去

Fig.3 Generalized stratigraphic section of the Zhujiaobao segment of the Panzhihua intrusion, showing the general lithologic variations and An, Fo content, major element and Mt/Mt + Ilm variation with the cumulus stratigraphy (after Song *et al.*, unpublished)

Circles indicate data from plagioclase; squares indicate data from olivine; triangles represent the ratio of volume percentage of magnetite and bulk Fe-Ti oxide of Panzhihua intrusion. Cycle V in the middle zone and the whole upper zone are omitted in this figure

做岩石切片,在偏光显微镜下对岩石的矿物组成、含量、结构、构造以及蚀变情况进行观察、描述,挑选新鲜的、未发生钛铁氧化物出溶的橄榄石和斜长石对其进行电子探针分析。

橄榄石、斜长石电子探针成分分析在中国科学院地球化学研究所电子探针实验室完成。分析仪器为:日本岛津公司生产的EMPA-1600电子探针。分析条件为:加速电压25kV,电流10nA,分析束斑直径为10 μ m。分析时所用标样为:美国生产的标样SPI#2753-AB,分析精度为0.01。主要氧化物百分含量(表1、表2)的分析误差 < 2%。

4 分析结果

斜长石 CaO 含量介于 12.9% ~ 9.6%, Al₂O₃ 含量为 29.4% ~ 27.0%, Na₂O 含量介于 3.66% ~ 5.65% (表1、图

3)。下部和中部岩相带自下而上斜长石 CaO 和 Al₂O₃ 含量逐渐减少,而 Na₂O 含量逐渐增加。相应地斜长石 An 牌号向上有规律地逐渐降低,其中,下部岩相带底部粗粒辉长岩中斜长石 An = 66.1 ~ 55.4,平均 61.6,下部岩相带的斜长石 An = 63.7 ~ 53.7,平均 59.1;中部岩相带斜长石 An = 60.7 ~ 48.6,平均 56.3(图3)。FeO 含量变化范围在 0.29% ~ 0.22% 之间,且磁铁辉长岩中斜长石的 FeO 含量略高于辉长岩中斜长石的 FeO 含量(表1)。需要强调的是中部岩相带各旋回中斜长石的成分并没有显示出反复的韵律式变化(图3)。在 SiO₂ 对 CaO, Na₂O 的相关图解中(图4a, b),磁铁辉长岩与辉长岩差别不明显。

与斜长石不同,下部岩相带和中部岩相带中橄榄石的 MgO、FeO 含量和橄榄石 Fo 牌号却并未反映出从下至上逐渐降低的规律,而是在每一个旋回内部的磁铁辉长岩层与辉长岩层中表现出显著的韵律式变化,即磁铁辉长岩中橄榄石的

表1 攀枝花岩体朱家包包矿段斜长石主要氧化物组成 (wt%)

Table 1 Major oxides of plagioclase from the Zhujiabaobao section of Panzhuhua intrusion (wt%)

样品号	SP05-3		SP05-9		SP05-15		SP05-18		SP05-22		SP05-26	
岩石名称	粗粒辉长岩		浸染状磁铁辉长岩		辉长岩		稠密浸染磁铁辉长岩		辉长岩		浸染状磁铁辉长岩	
深度 (m)	11		100		138		155		215		335	
岩相带 (旋回)	粗粒辉长岩		下部岩相带		下部岩相带		下部岩相带		中部岩相带 (I旋回)		中部岩相带 (II旋回)	
点数(个)	5		5		5		5		5		4	
	范围	平均值	范围	平均值	范围	平均值	范围	平均值	范围	平均值	范围	平均值
SiO ₂	54.0~56.0	54.46	53.1~56.0	54.68	54.0~56.4	55.09	54.2~55.6	55.18	53.8~55.6	54.63	54.6~55.6	54.97
TiO ₂	0.02~0.06	0.04	0.05~0.12	0.11	0.02~0.12	0.06	0.10~0.11	0.10	0.04~0.14	0.08	0.09~0.12	0.10
Al ₂ O ₃	28.4~29.4	28.92	27.2~28.7	28.03	27.0~29.2	28.20	28.1~28.6	28.35	27.8~28.8	28.17	28.3~28.6	28.45
FeO	0.24~0.27	0.26	0.25~0.32	0.27	0.20~0.31	0.24	0.17~0.27	0.22	0.21~0.36	0.29	0.24~0.28	0.26
MgO	0.00~0.03	0.01	0.01~0.05	0.03	0.01~0.05	0.02	0.00~0.02	0.01	0.01~0.04	0.03	0.00~0.02	0.01
CaO	11.2~12.9	12.25	10.2~12.5	11.33	11.1~12.4	11.83	11.4~11.8	11.60	11.3~11.6	11.44	11.5~11.9	11.77
Na ₂ O	3.66~4.98	4.23	3.91~5.09	4.53	4.17~4.55	4.34	4.25~4.73	4.44	4.16~4.81	4.52	4.25~4.44	4.33
K ₂ O	0.20~0.22	0.20	0.20~0.29	0.26	0.24~0.27	0.25	0.16~0.24	0.19	0.17~0.25	0.22	0.12~0.14	0.13
BaO	0.00~0.07	0.03	0.00~0.04	0.01	0.00~0.07	0.04	0.00~0.04	0.02	0.00~0.05	0.02	0.00~0.04	0.01
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.8~101.1	100.40	98.3~100.4	99.24	99.3~101.6	100.07	98.7~100.5	100.10	98.6~100.1	99.40	99.5~100.6	100.05
Si ²⁺	2.43~2.50	2.45	2.43~2.53	2.48	2.46~2.54	2.48	2.47~2.50	2.48	2.45~2.50	2.48	2.47~2.49	2.48
Ti ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ³⁺	1.49~1.56	1.53	1.46~1.55	1.50	1.44~1.53	1.50	1.49~1.52	1.50	1.49~1.55	1.51	1.51~1.52	1.51
Fe ²⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca ²⁺	0.54~0.62	0.59	0.50~0.61	0.55	0.54~0.59	0.57	0.55~0.57	0.56	0.55~0.57	0.56	0.56~0.58	0.57
Na ⁺	0.32~0.43	0.37	0.35~0.45	0.40	0.36~0.40	0.38	0.37~0.41	0.39	0.36~0.42	0.40	0.37~0.39	0.38
K ⁺	0.01	0.01	0.01~0.02	0.02	0.01~0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ba ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sr ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
An	55.4~66.1	61.6	52.8~63.7	58.0	57.9~61.8	60.1	57.3~60.4	59.1	56.5~60.2	58.3	59.4~60.6	60.0
T(°C)	1121		1113		1107		1102		1101		1103	
样品号	SP05-28		SP05-32		SP05-34		SP05-36		SP05-40		SP05-42	
岩石名称	浸染状磁铁辉长岩		辉长岩		辉长岩		浸染状磁铁辉长岩		浸染状磁铁辉长岩		辉长岩	
深度 (m)	400		505		585		635		735		805	
岩相带 (旋回)	中部岩相带 (II旋回)		中部岩相带 (II旋回)		中部岩相带 (II旋回)		中部岩相带 (III旋回)		中部岩相带 (IV旋回)		中部岩相带 (IV旋回)	
点数(个)	5		5		5		5		5		5	
	范围	平均值	范围	平均值	范围	平均值	范围	平均值	范围	平均值	范围	平均值
SiO ₂	54.3~56.1	55.58	54.4~57.1	55.79	54.8~55.8	55.41	54.6~56.0	55.44	55.4~56.5	56.17	54.9~57.4	56.43
TiO ₂	0.08~0.13	0.10	0.06~0.13	0.11	0.03~0.11	0.07	0.09~0.13	0.10	0.03~0.13	0.08	0.07~0.16	0.11
Al ₂ O ₃	27.9~28.8	28.39	26.8~28.3	27.80	27.9~28.4	28.17	28.3~27.7	28.03	27.2~28.0	27.59	27.2~27.7	27.45
FeO	0.18~0.25	0.22	0.23~0.34	0.29	0.20~0.29	0.25	0.22~0.30	0.27	0.24~0.31	0.27	0.23~0.30	0.27
MgO	0.01~0.03	0.02	0.00~0.04	0.02	0.01~0.03	0.02	0.00~0.03	0.02	0.01~0.04	0.02	0.00~0.04	0.01
CaO	11.1~12.0	11.58	9.6~11.4	10.75	11.0~11.4	11.21	10.7~11.3	11.06	10.5~10.9	10.66	10.3~10.8	10.48
Na ₂ O	4.36~4.86	4.59	4.43~5.65	4.95	4.29~5.08	4.74	4.62~5.04	4.81	4.84~5.33	5.08	5.10~5.36	5.23
K ₂ O	0.15~0.26	0.20	0.21~0.33	0.26	0.19~0.27	0.22	0.21~0.24	0.23	0.24~0.28	0.25	0.25~0.29	0.27
BaO	0.00~0.05	0.02	0.01~0.05	0.03	0.00~0.07	0.02	0.00~0.07	0.03	0.00~0.04	0.01	0.00~0.09	0.03
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100~101.2	100.70	98.7~100.9	100.00	99.6~101	100.11	99.5~100.7	99.97	98.8~100.7	100.13	99.2~101.1	100.28
Si ²⁺	2.45~2.51	2.49	2.48~2.56	2.51	2.48~2.51	2.49	2.48~2.52	2.50	2.52~2.53	2.52	2.50~2.55	2.53
Ti ²⁺	0.00	0.00	0.00~0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00~0.01	0.00
Al ³⁺	1.47~1.53	1.50	1.46~1.50	1.48	1.48~1.51	1.49	1.47~1.51	1.49	1.45~1.47	1.46	1.43~1.48	1.45
Fe ²⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

续表 1

Continued Table 1

	范围	平均值	范围	平均值	范围	平均值	范围	平均值	范围	平均值	范围	平均值
Ca ²⁺	0.53 ~ 0.58	0.56	0.46 ~ 0.55	0.52	0.53 ~ 0.55	0.54	0.52 ~ 0.55	0.53	0.50 ~ 0.52	0.51	0.50 ~ 0.53	0.50
Na ⁺	0.38 ~ 0.42	0.40	0.39 ~ 0.49	0.43	0.38 ~ 0.44	0.41	0.40 ~ 0.44	0.42	0.42 ~ 0.46	0.44	0.44 ~ 0.47	0.46
K ⁺	0.01 ~ 0.02	0.01	0.01 ~ 0.02	0.02	0.01 ~ 0.02	0.01	0.01	0.01	0.01 ~ 0.02	0.01	0.01 ~ 0.02	0.02
Ba ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sr ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
An	55.8 ~ 60.0	58.2	48.4 ~ 58.1	54.6	54.7 ~ 56.0	56.7	54.6 ~ 57.4	56.0	52.6 ~ 54.8	53.7	51.5 ~ 53.3	52.5
T(°C)	1101		1094		1098		1092		1084		1079	

注: 该表中的温度均是以各样品中斜长石 An 牌号的最大值计算的

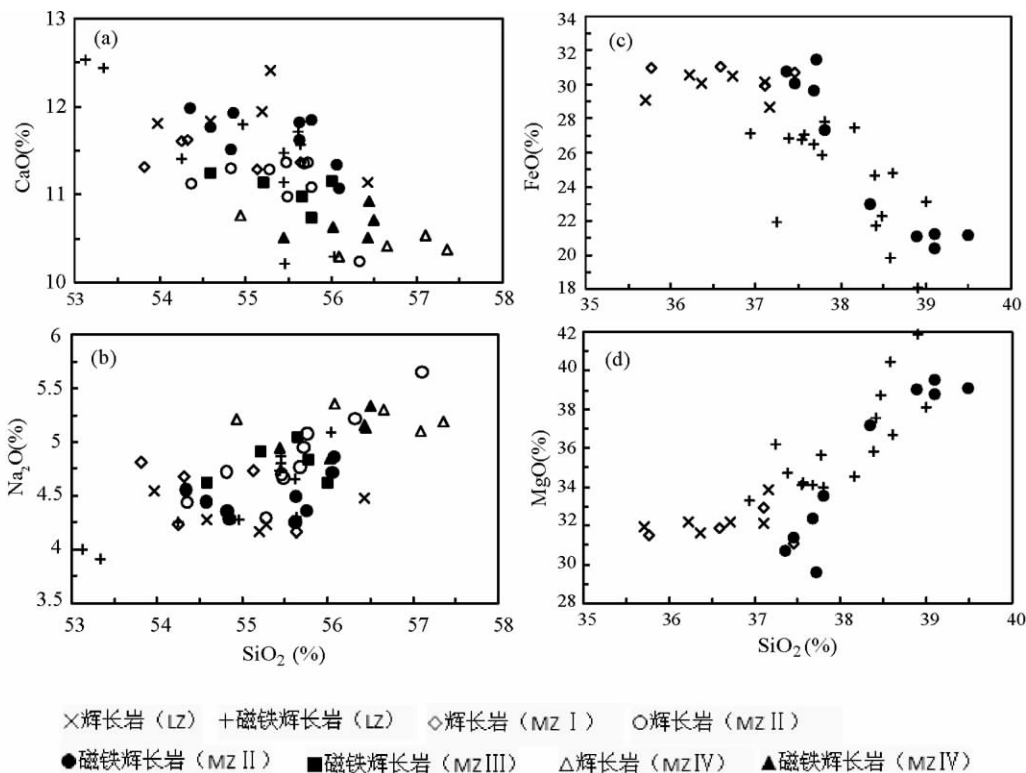


图 4 斜长石 (a,b) 和橄榄石 (c,d) 主要氧化物二元相关图

LZ-下部岩相带; MZ-中部岩相带; I-旋回 I; II-旋回 II; III-旋回 III

Fig. 4 Binary plots of major oxide elements of plagioclase (a , b) and olivine(c , d)

LZ-low zone; MZ-middle zone; I -cycle I; II -cycle II; III -cycle III

FeO 含量明显低于辉长岩中橄榄石的 FeO 含量,而橄榄石 Fo 牌号的变化正好相反(图 3)。下部岩相带磁铁辉长岩中橄榄石 MgO = 33.3% ~ 41.9%, 平均为 36.5%, FeO = 18.0% ~ 30.6%, 平均为 24.2%, Fo = 65.3 ~ 80.5, 平均 72.9; 辉长岩中橄榄石的 MgO = 31.6% ~ 33.8%, 平均含量降低为 32.3%, FeO = 28.6% ~ 30.6%, 平均含量升高为 29.8%, 相应的 Fo = 65.2 ~ 67.8, 平均值降至 65.9。中部岩相带, 辉长岩所含橄榄石的 MgO = 31.1% ~ 33.0%, 平均为 31.9%, FeO = 29.9% ~ 31.0%, 平均为 30.7%, Fo = 64.5 ~ 66.2, 平均为 65.0; 磁铁辉长岩中橄榄石 MgO = 29.6% ~ 39.5%, 平均含

量升高为 35.1%, FeO = 21.0% ~ 31.5%, 平均含量降低至 25.6%, 对应地, Fo = 62.7 ~ 77.6, 平均值升高为 70.8(表 2、图 3)。橄榄石中 SiO₂ 对 FeO、MgO 相关图(图 4c, d), 也显示磁铁辉长岩与辉长岩存在较大差异, 磁铁辉长岩中橄榄石的 FeO 含量较低, MgO 含量较高, 而不含矿或少含矿的辉长岩所表现出的特征正好相反。

此外, 对攀枝花岩体底部至顶部含磷灰石辉长岩的矿物含量统计结果表明, 每个岩相旋回从底部磁铁辉长岩到上部辉长岩层, 不仅 Ti-Fe 氧化物含量在降低, 磁铁矿/(磁铁矿 + 钛铁矿) (Mt/(Mt + Ilm)) 比值也逐渐降低(图 3)。

表2 攀枝花岩体朱家包包矿段橄榄石主要氧化物组成 (wt%)

Table 2 Major oxides of olivine from the Zhujiabaobao section of Panzihua intrusion (wt%)

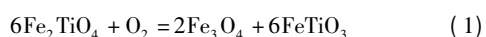
样品号	SP05-3		SP05-9		SP05-11		SP05-15	
	粗粒辉长岩		浸染状磁铁辉长岩		稠密浸染状磁铁辉长岩		辉长岩	
岩石名称	11		100		118		138	
深度 (m)	粗粒辉长岩		下部岩相带		下部岩相带		下部岩相带	
岩相带	5		6		5		6	
点数 (个)	范围 平均值		范围 平均值		范围 平均值		范围 平均值	
SiO ₂	36.2 ~ 36.7	36.44	36.9 ~ 37.8	37.48	38.4 ~ 40.9	39.06	35.7 ~ 37.2	36.55
TiO ₂	0.01 ~ 0.05	0.03	0.00 ~ 0.04	0.02	0.03 ~ 0.04	0.03	0.00 ~ 0.04	0.01
Al ₂ O ₃	0.00 ~ 0.01	0.00	0.00 ~ 0.02	0.00	0.00 ~ 0.02	0.01	0.00 ~ 0.01	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00 ~ 0.01	0.00	0.00 ~ 0.02	0.01	0.00 ~ 0.01	0.00	0.00 ~ 0.01	0.00
FeO	30.2 ~ 33.6	31.47	25.8 ~ 27.1	26.69	18.0 ~ 22.3	20.16	28.6 ~ 30.6	29.84
NiO	0.00	0.00	0.00 ~ 0.02	0.01	0.00 ~ 0.03	0.01	0.00 ~ 0.03	0.01
MnO	0.36 ~ 0.47	0.42	0.34 ~ 0.40	0.37	0.00 ~ 0.29	0.21	0.42 ~ 0.51	0.47
MgO	30.0 ~ 32.0	31.73	33.3 ~ 35.7	34.37	37.5 ~ 41.9	39.87	32.0 ~ 33.8	32.33
CaO	0.02 ~ 0.03	0.02	0.00 ~ 0.05	0.02	0.03 ~ 0.05	0.03	0.01 ~ 0.03	0.02
Na ₂ O	0.00 ~ 0.02	0.01	0.00	0.00	0.00 ~ 0.01	0.00	0.00	0.00
Total	99.8 ~ 100.7	100.12	97.8 ~ 99.7	98.97	98.0 ~ 100.9	99.39	97.2 ~ 100.2	99.24
Si ²⁺	0.98 ~ 1.00	0.99	1.00 ~ 1.01	1.01	1.00 ~ 1.03	1.01	0.99 ~ 1.00	1.00
Ti ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.69 ~ 0.77	0.72	0.57 ~ 0.62	0.60	0.39 ~ 0.48	0.44	0.64 ~ 0.70	0.68
Ni ²⁺	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn ²⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00 ~ 0.01	0.00	0.01	0.01
Mg ²⁺	1.22 ~ 1.34	1.29	1.35 ~ 1.41	1.38	1.48 ~ 1.60	1.54	1.30 ~ 1.35	1.31
Ca ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fo	61.4 ~ 66.1	64.2	68.6 ~ 71.1	69.7	75.5 ~ 80.5	77.9	65.2 ~ 67.8	65.9

样品号	SP05-18		SP05-22		SP05-26		SP05-28	
	稠密浸染状磁铁辉长岩		辉长岩		浸染状磁铁辉长岩		浸染状磁铁辉长岩	
岩石名称	155		215		335		400	
深度 (m)	下部岩相带		中部岩相带 (I 旋回)		中部岩相带 (II 旋回)		中部岩相带 (II 旋回)	
岩相带 (旋回)	6		4		5		5	
点数 (个)	范围 平均值		范围 平均值		范围 平均值		范围 平均值	
SiO ₂	37.3 ~ 39.0	38.20	35.8 ~ 37.5	36.73	38.3 ~ 39.5	38.99	37.4 ~ 37.8	37.60
TiO ₂	0.02 ~ 0.11	0.04	0.01 ~ 0.02	0.01	0.04 ~ 0.18	0.09	0.00 ~ 0.06	0.03
Al ₂ O ₃	0.00 ~ 0.03	0.01	0.00 ~ 0.01	0.01	0.00 ~ 0.01	0.00	0.00 ~ 0.02	0.01
Cr ₂ O ₃	0.00 ~ 0.04	0.01	0.00 ~ 0.01	0.00	0.00 ~ 0.01	0.01	0.00 ~ 0.02	0.01
FeO	21.9 ~ 27.8	24.97	29.9 ~ 31.1	30.68	20.4 ~ 23.0	21.36	27.3 ~ 31.5	29.87
NiO	0.00 ~ 0.02	0.01	0.00 ~ 0.02	0.01	0.00 ~ 0.02	0.01	0.00 ~ 0.03	0.01
MnO	0.32 ~ 0.45	0.38	0.46 ~ 0.52	0.49	0.28 ~ 0.34	0.31	0.44 ~ 0.50	0.47
MgO	34.0 ~ 38.1	35.90	31.1 ~ 33.0	31.88	37.2 ~ 39.5	38.72	29.6 ~ 33.5	31.53
CaO	0.02 ~ 0.04	0.03	0.00 ~ 0.03	0.01	0.01 ~ 0.06	0.03	0.03 ~ 0.05	0.04
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	95.8 ~ 100.8	99.56	98.9 ~ 100.5	99.83	99.0 ~ 100.2	99.52	99.2 ~ 100.3	99.56
Si ²⁺	1.01 ~ 1.02	1.01	0.99 ~ 1.02	1.00	1.01 ~ 1.02	1.01	1.01 ~ 1.03	1.02
Ti ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.50 ~ 0.62	0.55	0.67 ~ 0.72	0.70	0.44 ~ 0.51	0.46	0.61 ~ 0.72	0.68
Ni ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn ²⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg ²⁺	1.35 ~ 1.47	1.42	1.26 ~ 1.32	1.29	1.46 ~ 1.53	1.50	1.21 ~ 1.34	1.27
Ca ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fo	68.5 ~ 74.6	71.9	64.3 ~ 66.2	64.9	74.2 ~ 77.6	76.4	62.6 ~ 68.6	65.3

5 讨论

如前所述,攀枝花岩体钒钛磁铁矿层分布于下部岩相带和中部岩相带每个旋回的底部,表明每次新补充的岩浆 Fe-Ti 氧化物也总是较早结晶的矿物相。分离结晶的矿物组成主要受岩浆化学成分、温度、氧逸度等因素的控制(马鸿文, 1991),在相同的化学成分条件下,岩浆中较高的 Fe₂O₃、FeO 和 TiO₂ 含量,以及较高的氧逸度更有利于 Fe-Ti 氧化物的结晶,同时,磁铁矿和钛铁矿的结晶顺序受氧逸度的控制(见后文)(Toplis and Carroll, 1995)。对于开放的岩浆体系而言,氧逸度与温度存在函数关系;对于封闭体系而言,分离结晶过程中岩浆的氧逸度将随岩浆成分的变化而变化;而岩浆成分又受分离结晶矿物组成的控制,所以氧逸度不完全是温度的函数。对于实际岩浆体系而言,由于不可能与周围环境进行彻底的物质交换而保持完全稳定的氧逸度,所以岩浆的氧逸度实际在很大程度上受岩浆成分的影响(特别是变价元素不同价态离子比例,如 Fe³⁺/Fe²⁺)。Bushveld and Skaergaard 岩体富 Fe-Ti 氧化物层之所以出现在岩体上部,是因为在结晶分异后期,随着硅酸盐矿物的结晶,镁铁质岩浆中 Fe₂O₃ 和 TiO₂ 的含量增高,特别是 Fe³⁺/Fe²⁺ 比值增高,岩浆的氧逸度也随之增高的缘故(Toplis and Carroll, 1995)。问题是哪些矿物的成分变化能够较好地反映岩浆中 Fe³⁺/Fe²⁺ 比值以及岩浆氧逸度的变化,毫无疑问,磁铁矿和钛铁矿的成分是它们结晶时岩浆成分和氧逸度的最佳指示剂。

Buddington and Lindsley (1964) 就提出,在岩浆体系中钛铁尖晶石和磁铁矿共结晶时有下列反应平衡:



通过电子探针分析确定钛铁尖晶石和磁铁矿的成分后,利用平衡反应(1)就可以确定它们的温度和氧逸度。但是,在温度缓慢降低时,它们往往会在固相线下发生固溶体分离,使得获取它们结晶时的成分并非易事。攀枝花岩体所有磁铁矿和钛铁矿都经历了固溶体分离,所计算出的温度和氧逸度都只是反映了固相线之下固溶体分离的物理化学条件(Pang *et al.*, 2008b)。因此本文拟利用与钛铁氧化物平衡共生的斜长石和橄榄石的成分变化估计钛铁氧化物形成时的温度和氧逸度的相对变化,从而为探讨层状岩体中钛铁氧化物矿床成因提供依据。

之所以选择这两个硅酸盐矿物,首先是因为在攀枝花层状辉长岩体中橄榄石、斜长石与钛铁氧化物都是主要的堆积矿物,具有相近的自形程度和相互包含的现象。由于磁铁矿是固溶体矿物,具有很宽的结晶温度和相应的成分范围,所以,既可以看到早结晶的磁铁矿颗粒被硅酸盐矿物包裹,也可以见到硅酸盐矿物晶间填隙状的磁铁矿,这种现象说明虽然它们结晶有先后次序,但形成的温度差异并不大(图 5a-d);其次,由于磁铁矿中普遍存在钛铁矿的出溶条纹,我们无法利用电子探针分析获得磁铁矿结晶时的成分,也无法探讨

岩浆结晶过程中磁铁矿成分的变化,而橄榄石和斜长石自形成至今基本保持了其结晶时的成分特点。斜长石基本不含变价元素,它的结晶更多受岩浆成分和温度控制,而对氧逸度不敏感。所以,可以利用斜长石的成分估计 Ti-Fe 氧化物的结晶大致的温度范围。橄榄石是 Fe-Mg 固溶体,对岩浆的成分、尤其是 FeO 含量及 Fe³⁺/Fe²⁺ 比值非常敏感,所以橄榄石更有利于探讨浸染状磁铁辉长岩与辉长岩形成时的氧逸度条件的变化及其对岩浆液相线矿物组成的制约。尽管单斜辉石的结晶也与岩浆中 FeO 含量及 Fe³⁺/Fe²⁺ 比值有关,但它在固相线以下常常发生固溶体分离形成席列构造(图 5e, f),而不能保留其原始成分特点。

5.1 斜长石成分估算结晶温度

铁离子在斜长石中多是以类质同象的形式占据矿物晶格,其含量较低,不足以影响斜长石的成分(Toplis and Carroll, 1995; Tegner, 1997),所以,斜长石的 An 牌号是温度的函数,与氧逸度无关(图 6)。

由于晶间硅酸盐熔体离子交换,或者成岩后蚀变作用均会导致斜长石牌号降低,从而导致计算的结晶温度较斜长石实际的结晶温度稍低。因此,仅选用同一样品中 An 最大值来计算结晶温度,从而尽可能减小晶间熔体和后期蚀变对结晶温度的影响。对于攀枝花岩体,利用斜长石 An 牌号最大值计算得到的底部粗粒辉长岩中斜长石结晶温度为 1121℃;下部岩相带磁铁辉长岩中斜长石的结晶温度为 1113℃;辉长岩中斜长石的结晶温度略低,为 1107℃。中部岩相带第 I 旋回辉长岩中斜长石的结晶温度为 1102℃;第 II 旋回磁铁辉长岩中斜长石的结晶温度为 1103℃,辉长岩中斜长石的结晶温度相对较低,为 1094℃;第 III 旋回磁铁辉长岩中斜长石结晶温度为 1092℃;第 IV 旋回磁铁辉长岩中斜长石的结晶温度为 1084℃;辉长岩中斜长石的结晶温度降为 1079℃(表 1)。可以看出,总体反映出向上结晶温度逐渐降低的趋势,而每一个旋回内部磁铁辉长岩与辉长岩中斜长石的结晶温度差异很小(表 1、图 6)。

质量平衡计算表明,要形成下部岩相带底部 60m 厚的块状磁铁矿层,需要约 2000m 厚的岩浆,这说明攀枝花岩体实际上是一个岩浆通道,有多次的岩浆补充(Song *et al.*, unpublished)。攀枝花岩体下部岩相带和中部岩相带下部含矿部分斜长石 An 牌号变化较小,结合块状磁铁矿层只出现在下部岩相带和中部岩相带底部,一方面说明岩浆补充较为频繁,也说明由于频繁的岩浆补充使得岩浆的温度维持在一个比较稳定的区间,而岩体上部斜长石 An 牌号明显地逐渐降低,同时中部岩相带从第 II 旋回至第 V 旋回磁铁辉长岩的厚度逐渐减小的现象,可以推测岩浆补充的频率是逐渐降低的,这必然导致岩浆成分和结晶的温度降低越来越明显。磁铁辉长岩中 Ti-Fe 氧化物与斜长石同时出现表明,尽管它们开始结晶的温度不同,结晶温度区间却有较大的重叠,即攀枝花层状岩体中钒钛磁铁矿层的形成温度大于或等于 1079 ~ 1121℃。

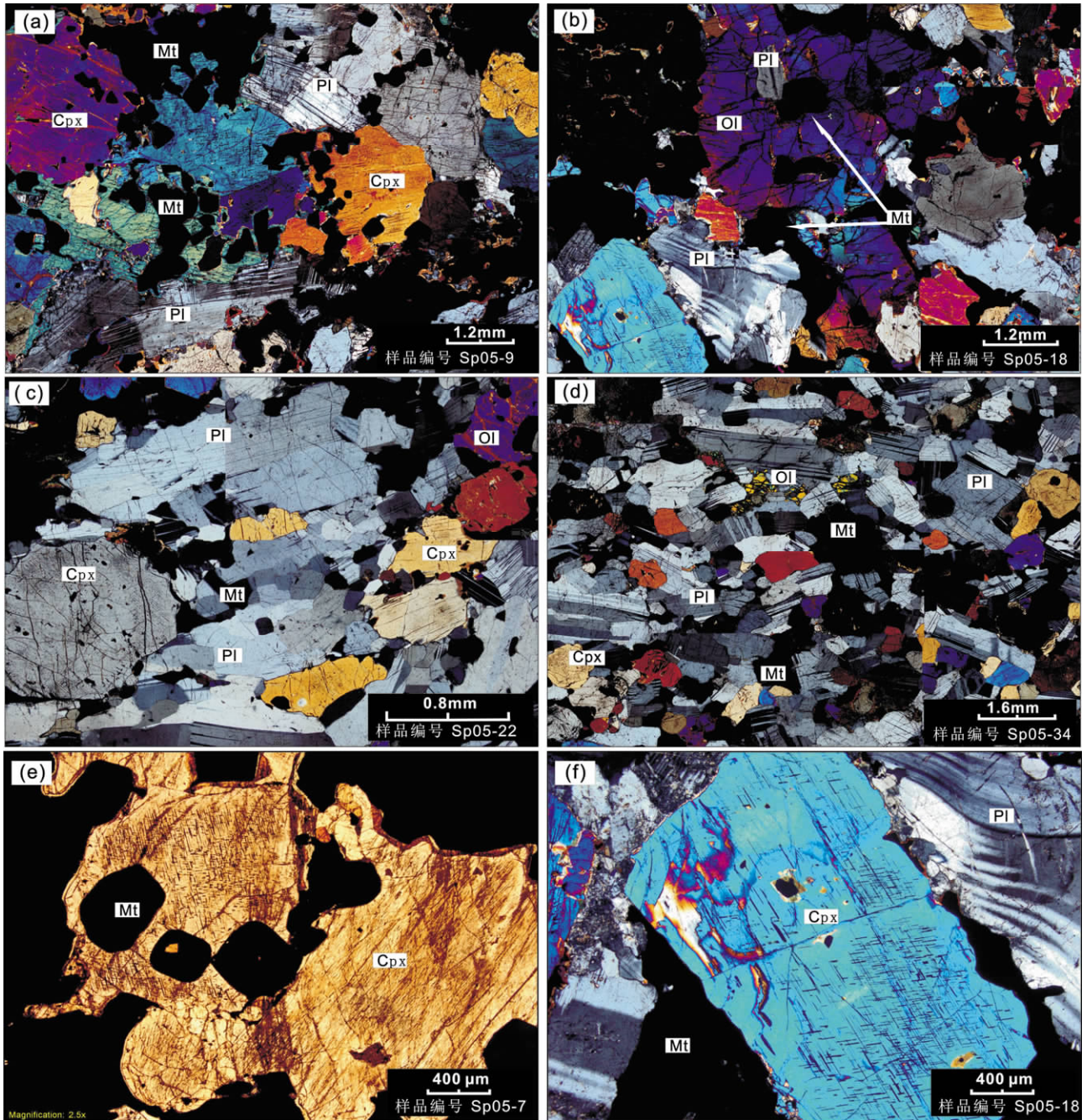


图5 攀枝花层状岩体矿物共生组合及结构特征

(a) 磁铁辉长岩中斜长石、单斜辉石多包含自形-半自形的钛铁氧化物; (b) 磁铁辉长岩中斜长石、橄榄石、单斜辉石及晶间钛铁氧化物平衡共生, 其中斜长石、橄榄石表面新鲜, 未见钛铁氧化物出溶; 橄榄石包含较自形的磁铁矿、斜长石颗粒; (c) 中粗粒辉长岩具辉长结构, 单斜辉石、斜长石中包含有较自形的磁铁矿; (d) 中粗粒辉长岩具辉长结构; (e) 单斜辉石具席列构造; (f) 单斜辉石具席列构造。(a-d, f) 为正交偏光; (e) 为单偏光。Ol-橄榄石; Cpx-单斜辉石; Pl-斜长石; Mt-钛铁氧化物

Fig. 5 Mineral composition and textures in rocks of the Panzhihua intrusion

(a) plagioclase and clinopyroxene-hosted titanomagnetite inclusions with euhedral to subhedral spinel morphology in magnetite gabbro; (b) magnetite gabbro consisting of cumulus plagioclase, olivine and clinopyroxene surrounded by interstitial Fe-Ti oxides, plagioclase and olivine are fresh without Fe-Ti oxide exsolution, euhedral Fe-Ti oxide and plagioclase inclusions hosted in olivine; (c) medium-coarse grained gabbro with gabbro texture, euhedral Fe-Ti oxide inclusions hosted in clinopyroxene and plagioclase respectively; (d) medium-coarse grained gabbro with cumulus plagioclase, clinopyroxene and minor olivine and interstitial Fe-Ti oxide showing an gabbro texture; (e) monopolar picture of clinopyroxene with hillebrandite construction; (f) clinopyroxene with hillebrandite construction. Fig. 5 (a-d, f) are observed under crossed polars; (e) is observed under monopolars. Ol-olivine; Cpx-clinopyroxene; Pl-plagioclase; Mt-Fe-Ti oxide

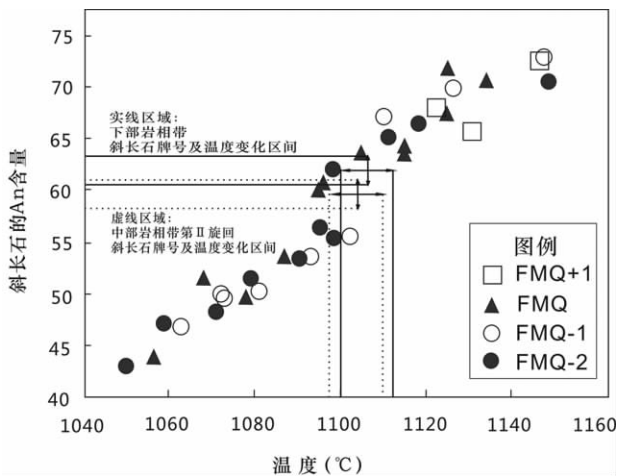


图6 斜长石成分随温度变化图(据 Toplis and Carroll, 1995 修改)

Fig. 6 Binary plots of An in plagioclase with temperature (after Toplis and Carroll, 1995)

5.2 根据橄榄石成分推测氧逸度的相对变化

Snyder *et al.* (1993) 通过实验证明,富铁玄武岩质岩浆结晶过程中氧逸度介于 QFM 和 IW 氧逸度缓冲剂之间(图7)。在降温初期氧逸度相对较低时($\log f_{O_2}$ 约为 -11.5),首先结晶出橄榄石、辉石和斜长石等硅酸盐矿物,橄榄石和辉石的结晶消耗了熔浆中的 Fe^{2+} ,而使得岩浆中 Fe^{3+} 的含量及 Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值逐渐增高;当这些硅酸盐矿物结晶到一定程度,残余岩浆中 Fe^{3+} 的增高使氧逸度升高 1~1.5 个 log 单位,达到钛铁氧化物结晶条件,钛铁氧化物开始大量形成,它们的结晶又使体系氧逸度迅速降低(图7)。这个实验证明对于一个封闭的岩浆体系,分离结晶过程会使残余岩浆的成分和氧逸度发生变化。Bushveld 和 Skeargaard 岩体钒钛磁铁矿层形成于岩体上部与这种分离结晶过程有关。

如前所述,攀枝花岩体巨厚的块状钒钛磁铁矿层出现在岩体下部岩相带的底部,浸染状磁铁辉长岩形成与中部岩相带每个旋回的下部,同时,每一个旋回从下至上 $Mt/(Mt + Ilm)$ 的比值有逐渐降低的趋势(图3)。那么,2 个需要回答的问题包括:(1) Ti-Fe 氧化物的结晶究竟是受岩浆体系本身分离结晶的控制(Pang *et al.*, 2008a, b) 还是由于与大理岩围岩的反应使得岩浆氧逸度突然增高所导致的(Ganino *et al.*, 2008)? (2) 在每个旋回形成过程中岩浆成分和氧逸度条件是否发生规律性变化? 这种变化的成因意义究竟是什么?

首先攀枝花岩体橄榄石较低的 Fo 值($Fo_{80.5-61.4}$)表明岩浆侵入攀枝花岩体前已经经历了较高分离结晶, MELTS 计算进一步表明岩浆侵入攀枝花岩体之前经历了大约 54% 的分离结晶(Song *et al.*, unpublished)。这种分离结晶导致岩浆进入攀枝花岩体所在的岩浆房时,不仅 Fe_2O_3 、FeO 和 TiO_2 含量较高,而且具有高的 Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值,满足

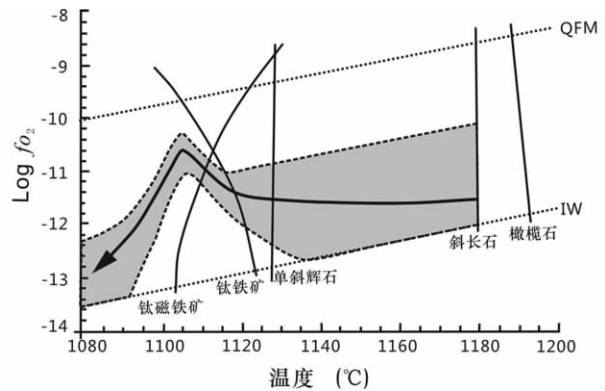


图7 富铁质岩浆中矿物结晶过程的 $T-f_{O_2}$ 变化轨迹(据 Snyder *et al.*, 1993)

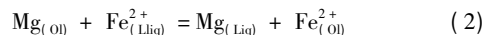
阴影部分为所有可能的 $T-f_{O_2}$ 演化路径; QFM-石英-铁橄榄石-磁铁矿氧逸度缓冲剂; IW-自然铁-方铁矿氧逸度缓冲剂

Fig. 7 Plot of oxygen fugacity versus temperature showing the most probable $T-f_{O_2}$ path followed by the ferro-rich liquid (after Snyder *et al.*, 1993)

The approximate field encompassing all possible $T-f_{O_2}$ paths is marked by the shaded region; QFM-Quartz-Fayalite-Magnetite oxygen buffer; IW-Iron-Wuestite oxygen buffer

了 Ti-Fe 氧化物做为近液相线矿物较早结晶的条件。如果实际情况的确如此,磁铁辉长岩形成时岩浆中的 Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值必然高于辉长岩形成时岩浆的 Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值,相应地,磁铁辉长岩形成时岩浆具有较高的氧逸度。

虽然得到磁铁矿、钛铁矿形成时的确切氧逸度比较困难,但通过磁铁辉长岩与辉长岩中橄榄石成分来探讨钛铁氧化物形成时氧逸度的相对变化是有可能的。由图3可以看出,中部岩相带每个旋回中磁铁辉长岩中橄榄石的 Fo 值总是高于辉长岩中橄榄石的 Fo 值。这意味着磁铁辉长岩形成时岩浆中 FeO 的含量和 Fe^{2+}/Mg 比值低于辉长岩形成时岩浆中的 FeO 含量 Fe^{2+}/Mg 比值。如果不同层位橄榄石结晶于相同的氧逸度条件的话,意味着岩浆的 Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值不变。根据 Roeder and Emslie(1970),常压下橄榄石与玄武岩浆之间存在如下反应平衡:



其中 $Mg_{(O)}$ 代表橄榄石中的 Mg, $Fe_{(Liq)}^{2+}$ 表示熔浆中的 Fe^{2+} ; 而且体系中 $Fe_{(O)}/Fe_{(Liq)}$ 在任意氧逸度下的演化途径符合图8。

假设不同层位中橄榄石均在相同氧逸度条件下结晶,根据 Snyder *et al.* (1993) 的研究,在 Fe-Ti 氧化物结晶之前玄武岩浆最可能的 $\log f_{O_2} = -11.5$ (图7),此时, $Fe_{(O)}/Fe_{(Liq)}$ 为定值 1.75 (图8)。以攀枝花岩体下部岩相带 2 个相邻层位样品 SP05-11 (磁铁辉长岩) 和 SP05-15 (辉长岩) 为例计算。样品 SP05-11 代表的磁铁辉长岩中橄榄石的 Fo 平均值为 77.9, FeO 的平均含量为 20.2%, 计算得到磁铁辉长岩形成

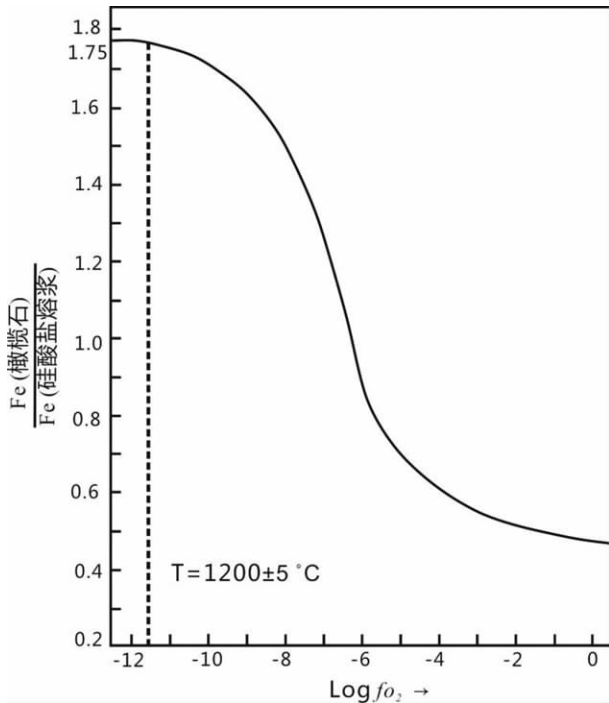


图8 $T = 1200 \pm 5^\circ\text{C}$ 时 $\text{Fe}(\text{Ol})/\text{Fe}(\text{Liq})$ 随 $\log f_{\text{O}_2}$ 变化图 (据 Roeder and Emslie, 1970)

Fig. 8 The change in the distribution of total iron (wt%) between olivine and liquid as a function of f_{O_2} at a constant temperature (after Roeder and Emslie, 1970)

时,与其中橄榄石平衡的岩浆的 FeO 含量应为 11.5%。如果假设攀枝花层状岩体母岩浆的 $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ 含量一定,为 16% (相当于高钛峨眉山玄武岩最高 $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ 值,据 Song *et al.*, (resubmitted)) 那么形成磁铁辉长岩的原始岩浆中 Fe_2O_3 的含量约为 3.2%,相应的 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比值约为 0.25。如果辉长岩结晶时氧逸度与磁铁辉长岩结晶时氧逸度相同,则形成辉长岩的原始岩浆中 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比值也是 0.25。样品 SP05-15 所代表的辉长岩中橄榄石 F_o 值平均为 65.9, FeO 的平均含量为 29.8%。根据橄榄石的 FeO 含量估计与之平衡的岩浆中 FeO 含量为 17.0%,在氧逸度相同条件下,岩浆中 Fe_2O_3 含量应为 4.79%, $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ 约为 23.69%,远高于磁铁辉长岩形成时岩浆中的 $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ 含量,这显然是不可能的。

一种合理的解释是磁铁辉长岩形成时,尽管岩浆中 $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ 含量较高,但 FeO 的含量相对较低,特别是由于 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比值较高,因此, FeO/MgO 较低,所以,结晶出 F_o 值较高的橄榄石,较高的 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比值也意味着岩浆的氧逸度较高。随着磁铁辉长岩层逐渐堆积,岩浆中不仅 $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ 的含量降低,同时, $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比值和氧逸度也随之降低, FeO/MgO 比值增高,所以,结晶出 F_o 值较低的橄榄石。这说明每个旋回结晶过程中岩浆的 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比值及氧逸度是逐渐降低的。

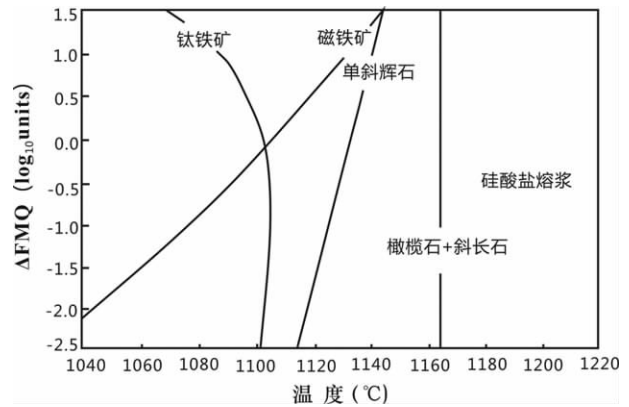


图9 矿物结晶温度与相对氧逸度关系图(据 Toplis and Carroll, 1995)

Fig. 9 Phase equilibria as a function of temperature and oxygen fugacity (after Toplis and Carroll, 1995)

Toplis and Carroll(1995) 的实验研究表明在较高的氧逸度条件下 ($\log f_{\text{O}_2} > \Delta\text{FMQ}$) 磁铁矿的结晶早于钛铁矿,而在较低的氧逸度条件下 ($f_{\text{O}_2} < \Delta\text{FMQ}$) 这 2 种矿物的结晶顺序相反(图 9)。这意味着如果上述推论成立,每个旋回下部,初始 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比值较高,且 f_{O_2} 较高,此时首先大量晶出磁铁矿,使 $\text{Mt}/(\text{Mt} + \text{Ilm})$ 比值较高,而至旋回上部,随着 f_{O_2} 下降,钛铁矿开始大量晶出, $\text{Mt}/(\text{Mt} + \text{Ilm})$ 比值会随之降低。从我们对这两种矿物含量的统计结果看,实际情况的确如此(图 3),无论从下部岩相带底部的块状磁铁矿层至上部的暗色辉长岩,或是从中部岩相带每个旋回的下部的磁铁辉长岩至上部的辉长岩都会有 $\text{Mt}/(\text{Mt} + \text{Ilm})$ 比值降低的现象。全岩化学分析结果也显示每个旋回自下而上 $\text{Fe}^{3+}/\text{Ti}^{4+}$ 比值有规律地降低,表明向上 $\text{Mt}/(\text{Mt} + \text{Ilm})$ 比值降低的趋势。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体有多次岩浆补充,每一次补充的岩浆的成分都因深部岩浆房的分离结晶而具有较高的 $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ 含量和较高的 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比值,使得 Ti-Fe 氧化物总是能够较早地结晶(Song *et al.*, unpublished)。

如果 Ti-Fe 氧化物的结晶是由于岩浆与围岩的反应使得岩浆体系的氧逸度突然增高的话,这个反应将使岩浆体系的氧逸度稳定在一定的范围内,那么,每个旋回不同层位磁铁矿/钛铁矿的比值将保持一致,这与实际情况不符。因此,本文认为围岩同化混染对攀枝花岩体钒钛磁铁矿层的形成贡献不大。

6 结论

(1) 通过与 Ti-Fe 氧化物共生的斜长石的形成时温度估算得到攀枝花层状岩体中钒钛磁铁矿层形成温度大致为 1079 ~ 1121°C。

(2) 每一个旋回内部,磁铁辉长岩中橄榄石的 F_o 牌号总

是高于相邻辉长岩中橄榄石的 Fo 牌号,说明每次新补充的岩浆结晶分异过程中氧逸度总是逐渐降低的。

(3) 每个旋回自下而上磁铁矿/(磁铁矿+钛铁矿)含量有规律地逐渐降低,进一步说明每一次新补充的岩浆结晶分异过程中氧逸度总是逐渐降低的,并且围岩同化混染对攀枝花岩体钒钛磁铁矿层形成的贡献不大。

致谢 野外考察过程中得到了攀钢矿业公司田春新高级工程师、袁鹏工程师的大力帮助;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电子探针分析过程中,得到周国富研究员、刘世荣副研究员予的诸多指导和帮助;在此一并深表谢意。

References

- Buddington A and Lindsley D. 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.*, 5(2): 310-357
- Cawthorn RG. 1996. Re-evaluation of magma compositions and processes in the upper most Critical Zone of the Bushveld Complex. *Mineral Mag.*, 60(398): 131-148
- Chung S and Jahn B. 1995. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary. *Geology*, 23(10): 889-892
- Ganino C, Arndt NT, Zhou MF, Gaillard F and Chauvel C. 2008. Interaction of magma with sedimentary wall rock and magnetite ore genesis in the Panzhihua mafic intrusion, SW China. *Mineralium Deposita*, 43(6): 677-694
- He B, Xu YG, Chung SL, Xiao L and Wang Y. 2003. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 213(3-4): 391-405
- He B, Xu YG, Huang XL, Luo ZY, Shi YR, Yang QJ and Yu SY. 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
- Li DH and Mao YS. 1982. V-Ti magnetite-bearing layered intrusions and the formation mechanism of the rhythmic layering, Panxi area, Sichuan. *J. Mineral. Petrol.*, (1): 29-43 (in Chinese)
- Lu JR, Zhang CX, Zhang GD, Liu YS and Huang YN. 1988a. Genetic type of V-Ti magnetite deposits in Panzhihua-Xichang area. *Mineral Deposits*, 7(1): 2-13 (in Chinese with English abstract)
- Lu JR, Zhang GD, Zhang CX, Liu YS and Huang YN. 1988b. A genetic model for layered intrusions and vanadic titanomagnetite deposits in Panzhihua-Xichang area. *Mineral Deposits*, 7(2): 3-11 (in Chinese with English abstract)
- Ma HW. 1991. Silicate magma Fe^{3+} - Fe^{2+} equilibrium and oxygen fugacity. *Geological Science and Technology Information*, 10(3): 17-22 (in Chinese)
- McBirney A and Naslund H. 1990. The differentiation of the Skaergaard intrusion. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104(2): 235-240
- Pang KN, Li CS, Zhou MF and Ripley EM. 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. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 156(3): 307-321
- Pang KN, Zhou MF, Lindsley D, Zhao D and Malpas J. 2008b. Origin of Fe-Ti oxide ores in mafic intrusions: Evidence from the Panzhihua intrusion, SW China. *J. Petrol.*, 49(2): 295-313
- Pang KN, Li CS, Zhou MF and Ripley EM. 2009. Mineral compositional constraints on petrogenesis and oxide ore genesis of the late Permian Panzhihua layered gabbroic intrusion, SW China. *Lithos*, 110(1-4): 199-214
- Roeder P and Emslie R. 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 29(4): 275-289
- Shellnutt JG, Wang CY, Zhou MF and Yang Y. 2009. 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
- Snyder D, Carmichael ISE and Wiebe RA. 1993. Experimental-study of liquid evolution in a Fe-rich, layered mafic intrusion: Constraints of Fe-Ti oxide precipitation on the $T-f_{O_2}$ and T - Rho paths of tholeiitic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 113(1): 73-86
- Song XY, Ma RZ, Wang YL and Zhang ZJ. 1994. The characteristics of layering and magma evolution of Panzhihua layered intrusion. *J. Mineral. Petrol.*, 14(4): 37-45 (in Chinese with English abstract)
- Song XY, Wang YL, Zhang ZJ and Ma RZ. 1997. Critical factors of the formation of the rhythmic layering of layered intrusion. *Journal of Chengdu University of Technology*, 24(4): 61-64 (in Chinese with English abstract)
- Song XY, Wang YL, Zhang CJ and Ma RZ. 1999. Quantitative simulation of formation of the rhythmic layering in layered intrusions. *Acta Geologica Sinica*, 73(1): 37-46 (in Chinese with English abstract)
- Song XY, Zhou MF, Hou ZQ, Cao ZM, Wang YL and Li YG. 2001. Geochemical constraints on the mantle source of the Upper Permian Emeishan Continental Flood Basalts, southwestern China. *Int. Geol. Rev.*, 43(3): 213-225
- Song XY, Hou ZQ, Cao ZM, Lu JR, Wang YL, Zhang CJ and Li YG. 2001. Geochemical characteristic and period of Emei Igneous Province. *Acta Geologica Sinica*, 75(4): 498-506 (in Chinese with English abstract)
- Song XY, Zhou MF, Cao ZM and Robinson PT. 2004. Late Permian rifting of the South China craton caused by the Emeishan mantle plume? *J. Geol. Soc. London*, 161: 773-781
- Song XY, Zhang CJ, Hu RZ, Zhong H, Zhou MF, Ma RZ and Li YG. 2005. Genetic links of magmatic deposits in the Emeishan Large Igneous Province with dynamics of mantle plume. *J. Mineral. Petrol.*, 25(4): 35-44 (in Chinese with English abstract)
- Song XY, Keays RR, Xiao L, Qi HW and Ihlenfeld C. 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
- Tegner C. 1997. Iron in plagioclase as a monitor of the differentiation of the Skaergaard intrusion. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 128(1): 45-51
- Toplis MJ and Carroll MR. 1995. An experimental-study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase-relations, and mineral-melt equilibria in ferro-basaltic systems. *J. Petrol.*, 36(5): 1137-1170
- Wang ZY. 1982. Characteristics and origin of vanadium-titanium magnetite of Panzhihua layered gabbro intrusion, Panxi area, Sichuan. *J. Mineral. Petrol.*, (1): 49-64 (in Chinese)
- Xiao L, Xu YG, Mei HJ, Zheng YF, He B and Pirajno F. 2004a. 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
- Xiao L, Xu YG, Xu JF, He B and Franco P. 2004b. Chemostratigraphy of flood basalts in the Garze-Litang region and Zongza Block: Implications for western extension of the Emeishan Large Igneous Province, SW China. *Acta Geol. Sinica*, 78(1): 61-67
- Xu YG, Chung SL, Jahn BM and Wu GY. 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. *Lithos*, 58(3-4): 145-168
- Zhang YX, Luo YN and Yang CX. 1988. Panxi Rift. Beijing: Geological

- Publishing House, 271–274 (in Chinese)
- 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 ZJ, Song XY, Wang YL and Ma RZ. 1996. The cooling and dynamic stability of magma in sheet like magma chamber. *Acta Petrologica Sinica*, 12(1): 1–16 (in Chinese with English abstract)
- Zhong H and Zhu WG. 2006. Geochronology of layered mafic intrusions from the Pan-Xi area in the Emeishan large igneous province, SW China. *Mineralium Deposita*, 41(6): 599–606
- Zhou MF, Malpas J, Song XY, Robinson PT, Sun M, Kennedy AK, Leshner CM and Keays RR. 2002. 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, Keays RR, Zhang CJ and Malpas J. 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, Wang CY and Kennedy AK. 2008. Two magma series and associated ore deposit types in the Permian Emeishan large igneous province, SW China. *Lithos*, 103(3–4): 352–368
- 附中文参考文献**
- 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. *矿物岩石* 4(1): 29–43
- 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. *矿床地质* 7(1): 2–13
- 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. *矿床地质* 7(2): 3–11
- 马鸿文. 1991. 硅酸盐岩浆的 Fe^{3+} - Fe^{2+} 平衡与氧逸度. *地质科技情报* 10(3): 17–22
- 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. *矿物岩石*, 14(4): 37–45
- 宋谢炎, 王玉兰, 张正阶, 马润则. 1997. 层状侵入体韵律层理成因的关键因素. *成都理工学院学报* 24(4): 61–64
- 宋谢炎, 王玉兰, 张成江, 马润则. 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, 侯增谦, 曹志敏, 卢记仁, 汪云亮, 张成江, 李佑国. 2001. 峨眉大火成岩省的岩石地球化学特征及时限. *地质学报*, 75(4): 498–506
- 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. *矿物岩石* 25(4): 35–44
- 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. *矿物岩石* 4(1): 49–64
- 张云湘, 骆耀南, 杨崇禧等. 1988. 攀西裂谷. 北京: 地质出版社, 271–274
- 张正阶, 宋谢炎, 王玉兰, 马润则. 1996. 席状岩浆房中的岩浆冷却及动力稳定性. *岩石学报* 12(1): 1–16