

# 西藏甲玛铜多金属矿床岩浆混合作用 及对成矿的贡献

苟正彬 汪雄武 彭慧娟 周 云 秦志鹏 张 强 雷传扬

(成都理工大学, 四川 成都 610059)

**摘要:** 西藏甲玛铜多金属矿床存在明显的岩浆混合作用, 对其研究有助于探测地球的深部过程。本文以构造-岩浆事件理论为依据, 根据花岗岩类构造组合特征和成因建立了甲玛矿床所在的冈底斯成矿带的构造-岩浆演化序列, 阐述了岩浆混合作用发生的直接原因为岩浆底侵作用, 论证了混合岩浆的起源机制(源区继承性), 可能为约 40% 的基性端元(镁铁质岩浆)与约 60% 酸性端元(花岗闪长质岩浆)在 15 Ma 左右于源区预混合和就位过程中发生的以机械混合为主的再次混合作用; 得出了甲玛矿床成矿流体中的金属元素和 S 主要来源于岩浆混合作用的幔源铁镁质岩浆, 暗示岩浆混合对成矿具有贡献。

**关键词:** 镁铁质暗色包体; 岩浆混合作用; 混合作用机制; 成矿的贡献

**中图分类号:** P618.41      **文献标志码:** A      **文章编号:** 1000-3657(2012)01-0156-14

岩浆混合是近年来使用较多的岩浆成因概念, 它作为一种重要的岩浆演化作用过程, 不仅导致了火成岩的多样性, 而且与成矿作用有重要联系<sup>[1]</sup>。岩浆混合是壳幔相互作用、物质和能量交换的一种重要形式, 对其研究有助于探测地球的深部过程<sup>[1]</sup>。花岗质岩石中的镁铁质包体的成因可以反映其寄主花岗岩岩浆的成因机制<sup>[2]</sup>, 岩浆混合作用动力学<sup>[3]</sup>, 进而涉及造山过程中壳幔相互作用及造山带地壳增生等重大地学问题。镁铁质微粒包体被认为是镁铁质岩浆与长英质岩浆混合的产物<sup>[4-7]</sup>。长英质岩浆具有较低的硫溶解度和较低的铜及其他金属浓度<sup>[8]</sup>, 镁铁质岩浆能够向长英质岩浆和热液流体提供硫, 释放 SO<sub>2</sub> 伴随着亲铜元素的迁移<sup>[9]</sup>。长英质岩浆与镁铁质岩浆混合, 可以形成斑岩型 Cu-Au-Mo 矿床<sup>[9]</sup>。

花岗质岩石的成因仍存在争议, 基本上可归结为封闭体系和开放体系的争论<sup>[10]</sup>。封闭体系论者提出传统的同源岩浆热液成矿理论, 开放体系论者提出花岗质岩石具有混合成因, 包括壳源物质与幔源

基性岩浆之间的混合作用<sup>[10]</sup>。罗照华等<sup>[11]</sup>提出含矿斑岩中常出现镁铁质暗色包体, 与流行的岩浆热液成矿理论明显相悖。他提出深部岩浆房补给说要求岩浆分异作用, 然而镁铁质暗色包体是岩浆没有发生分异的证据, 深部岩浆房补给说对中酸性小岩体成大矿以及有的岩体含矿而另一些岩体无矿的解释也是牵强的。虽然他从理论上指出了这种现象的重要性, 但对岩浆源区的性质及深部作用过程缺乏系统的地球化学约束。

西藏墨竹工卡县甲玛铜多金属矿床是在冈底斯中段东部发现的超大型斑岩型-矽卡岩型铜多金属矿床, 其控制铜资源储量 232.43 万 t<sup>[12]</sup>。目前在矿床地质特征<sup>[13,14]</sup>、成岩成矿时代、含矿斑岩及构造背景<sup>[15,16]</sup>、流体包裹体<sup>[17]</sup>、成矿物质来源<sup>[18,19]</sup>、成矿模式<sup>[12]</sup>等方面已做了大量研究。

笔者最近的野外调查发现, 甲玛矿床象背山、塔龙尾、独立峰、东风垭等地出露的斑岩中均具有岩浆混合成因的地质特征。值得注意的是, 本区岩浆混合

收稿日期: 2011-06-30; 改回日期: 2011-12-13

基金项目: 国家 973 项目(2011CB403103)和中央公益性行业科研专项(200911007-02)联合资助。

作者简介: 苟正彬, 男, 1986 年生, 硕士生, 主要从事岩石学、矿物学、矿床学方面的研究; E-mail: gouzhengbin3792@163.com。

通讯作者: 汪雄武, 男, 1964 年生, 教授, 长期从事花岗岩类及相关矿产的调查研究; E-mail: wangxw@cdut.edu.cn。

作用不仅产于斑岩型铜金矿区,而且部分镁铁质微粒包体本身就含有矿化。这一少见的地质现象,反映了岩浆混合与成矿作用的直接关系。为此,本文通过野外地质、显微镜观察及地球化学测试分析,提出甲玛铜多金属矿岩浆混合作用存在的证据,并探讨岩浆混合的方式以及岩浆的来源和制约因素,为研究岩浆混合作用对甲玛铜多金属成矿的贡献提出佐证。

## 1 成矿地质背景

西藏甲玛铜多金属矿位于冈底斯—念青唐古拉构造—岩浆岩带(也称拉萨地块)南带(隆格尔—措麦断裂以南、雅鲁藏布结合带以北)东段墨竹工卡—错那裂谷盆地中<sup>[13]</sup>(图 1-a)。矿区出露地层为一套被动陆缘环境下的碎屑岩—碳酸盐岩系,主要包括下白垩统林布宗组(K<sub>1</sub>l)砂板岩和上侏罗统多底沟组(J<sub>3</sub>d)灰岩、大理岩(图 1-b)。一系列北西—南东向的褶皱与断裂组成的推覆构造体系及铜山滑覆构造体形成了矿区的构造格局。区内岩浆岩的产出受区域拉张环境及走滑断层控制,整体呈北西—南东向放射状展布,在近北向及近东西向呈雁列式分布,主要有花岗斑岩、花岗闪长斑岩、二长花岗斑岩和闪长玢岩等。

## 2 岩浆混合作用的证据

### 2.1 镁铁质暗色包体

甲玛矿床花岗斑岩中发育大量的镁铁质暗色微粒包体,一般为深灰色,呈长条状、椭球状、不规则状等产出,大小变化很大。包体与寄主岩之间多呈截然关系,暗色矿物(角闪石、黑云母等)尤为富集。这些包体可分为闪长质与辉长质 2 类,以闪长质的居多,为灰—暗灰色,似斑状结构,有时具流动构造(图 2-a, b)。斑晶由斜长石(20%),基质主要由斜长石(50%)、石英(20%)、碱性长石(5%)以及角闪石和黑云母(25%)等矿物组成。闪长质包体具有冷凝边(图 2-b),辉长质包体(图 2-c, -d)常具有继承性的火成结构,中—粗粒,显示其富含挥发份(图 2-d),上述特征是淬冷结晶作用的重要标志<sup>[19]</sup>。尤其是针状磷灰石及暗色矿物镶边的眼球状石英的出现,表明存在岩浆混合作用<sup>[20]</sup>。

### 2.2 岩石学、矿物学

甲玛矿区早期花岗斑岩中石英斑晶明显区别于晚期斑岩,晚期斑岩侵入体中的石英斑晶存在 4 种

溶蚀表面:浑圆状、波状、锯齿状、港湾状。溶蚀反应边说明在岩浆上升和侵位时斑晶与寄主岩浆之间的不平衡现象<sup>[21]</sup>。由于岩浆的上升侵位,岩浆储集层被腾空,有利于深部岩浆的灌入,因此岩浆混合就可能发生在此阶段<sup>[21]</sup>,部分石英具有黄铁矿边(图 3-b)。斑晶边缘还具有较厚的钾长石外壳与骸晶状生长结构<sup>[21]</sup>,包含黑云母、磷灰石、榍石、钛磁铁矿和钛铁矿的镁铁质包体被晶形完好的石英—长石冠状体环绕,局部见矿化。晚期斑岩中斜长石斑晶具有“双峰式”特征及反环带(图 3-a),其中 An<sub>25</sub> 到 An<sub>40</sub> 和 An<sub>55</sub> 到 An<sub>60</sub> 呈明显的双峰态,常见筛状构造(图 3-c)。另外还可见钾长石晶体的斜长石增生边现象(图 3-d),它可能为在慢速冷却阶段,已经结晶的钾长石在岩浆混合作用过程中又继续生长所形成的<sup>[21]</sup>。这种生长结构在火成岩中并不常见,指示了不平衡环境中石英斑晶的快速生长。石英被钾长石覆盖有 2 种解释:两种不同组分的岩浆混合<sup>[22-23]</sup>;花岗质熔体在几乎恒温条件下迅速减压结晶<sup>[24-25]</sup>。根据透岩浆流体成矿导论,镁铁质暗色包体是岩浆没有发生分异的证据<sup>[11]</sup>。综合甲玛矿区其他岩浆混合作用的证据,应为第一种解释。过去传统的看法,把钾长石巨晶当成寄主花岗岩分泌出的溶液对镁铁质包体的交代作用所成的变斑晶,但这不能解释钾长石巨晶具有薄的包体基质矿物的部分镶边,这种镶边应代表岩浆混合时粘附在钾长石上的镁铁质熔浆<sup>[19]</sup>。

### 2.3 元素地球化学

用于地球化学分析的样品采自则古郎地区、铜山地区、铅山—象背山地区及莫古郎地区,均为弱蚀变、无表皮的新鲜样品,为典型的代表性样品<sup>[13]</sup>。常量元素由西南地质测试所采用 XRF 分析,微量元素在中国科学院贵阳地球化学研究所采用 ICP-MS 分析。

分析结果(表 1)显示:甲玛长英质岩体的常量元素变化范围较大,表现为富 K<sub>2</sub>O,过铝(ASI>1.1),低 Mg,并富 F(平均 0.08%)和 Cl(平均 0.02%)等特点,为过铝质高钾钙碱性和钙碱性岩,与冈底斯含矿斑岩类似,具有埃达克岩的岩浆亲缘性<sup>[13]</sup>。在哈克图解中,镁铁质包体、花岗质岩石与辉长岩具有较好的相关关系。

稀土元素总量变化于  $70.35 \times 10^{-6} \sim 175.01 \times 10^{-6}$ ,平均为  $116.47 \times 10^{-6}$ ;高 Sr、低 Y 和 Yb,具明显的正 Sr 异常和明显的 Nb、Ta、Ti 负异常,大离子亲石元素 Rb、Ba、Sr 富集,球粒陨石标准化 REE 分布模式

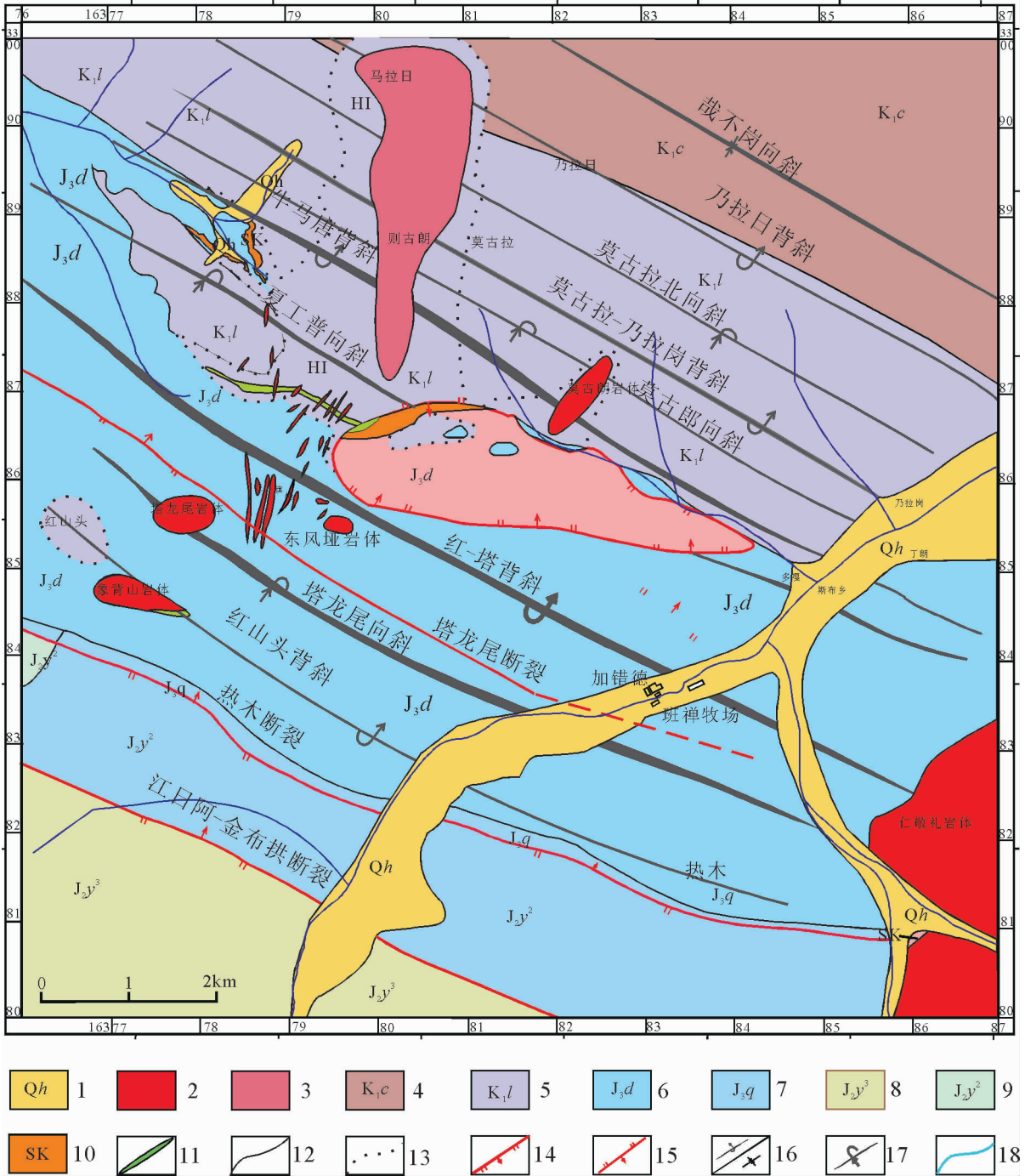


图1 甲玛矿床构造纲要图及建造构造图(底图据文献[7])

- 1—第四系;2—花岗斑岩岩体;3—硅帽;4—楚木龙组;5—林布宗组;6—多底沟组;7—却桑温泉组;8—叶巴组三段;
- 9—叶巴组二段;10—砷卡岩;11—矿体;12—地层界线;13—角岩蚀变界线;14—正断层;15—逆断层;
- 16—斜歪倒转背斜/正常背斜;17—斜歪倒转向斜;18—水系

Fig.1 Structure outline map and formation structural map of the Jiama ore deposit in Tibet

- 1—Quaternary;2—dike;3—Silicon cap;4—ChuMuLong group;5—LinBuZong group;6—DuoDiGou group;7—QueNa Spring group;8—the three section of Balaam group;9—the second section of Balaam group;10—skarn;11—orebody;12—Boundary;13—hornstone altered boundaries;14—Norma faults;15—Thrust faults;16—Inclined slanting overturned fold;
- 17—Pour steering inclined helical crooked;18—Water system

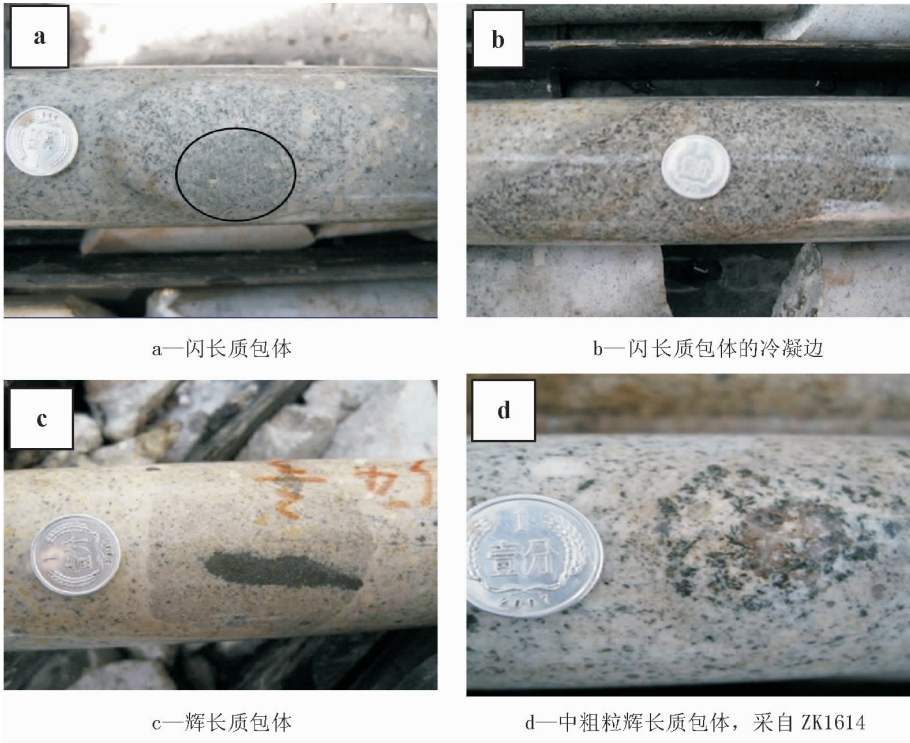


图 2 甲玛矿床镁铁质微粒包体特征

Fig.2 Characteristics of mafic microgranular enclaves in the Jima copper deposit

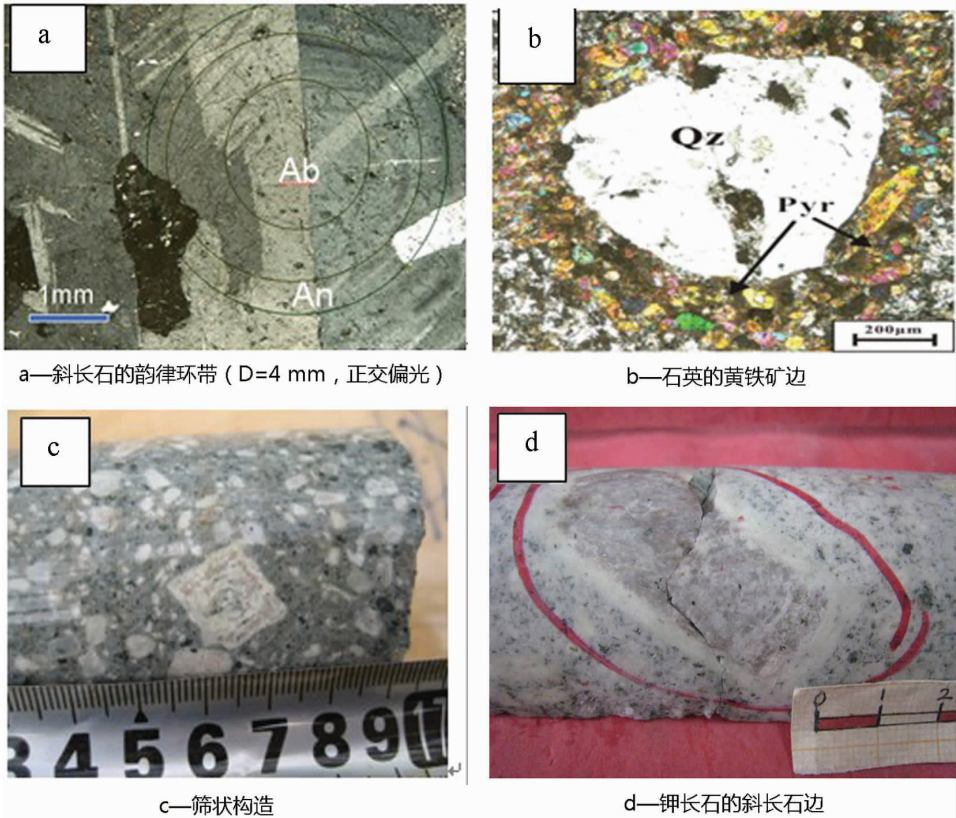


图 3 甲玛矿床岩浆混合作用的宏观及微观象

Fig.3 Macroscopic and microscopic representation of magma mingling in the Jima copper deposit

表 1 甲玛矿床象背山、塔龙尾、独立峰、东风垭岩体氧化物分析结果(单位:10<sup>-2</sup>)  
 Table 1 The oxide data sheet of Xiangbeishan, Talongwei, Dulifeng and Dongfengya magmatic bodies in the Jiama ore deposit

原样编号	样品名	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Na <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	MgO	K <sub>2</sub> O
JM2010-408.3	二长花岗斑岩	14.34	2.74	3.76	66.16	1.13	4.42
JM3204-82.3	二长花岗斑岩	14.82	2.08	4.68	66.32	1.37	4.08
ZK1616-B11(261.26)	二长花岗斑岩	14.72	3.28	4.01	66.10	1.14	3.30
ZGL221-B1	二长花岗斑岩	14.69	2.34	3.82	69.24	1.00	3.61
JM2005-250.2	石英闪长玢岩	14.66	3.17	4.99	62.82	1.76	3.20
JM2807-307.3	石英闪长玢岩	14.88	2.58	4.43	65.50	1.10	4.06
JM4803-192.4	石英闪长玢岩	14.71	2.18	4.46	63.70	1.39	4.21
ZK2004-126	石英闪长玢岩	14.98	2.59	3.56	66.62	0.95	4.75
ZK2006-215.2	石英闪长玢岩	15.38	3.04	3.77	66.86	1.15	3.94
JM1524-214.6	石英闪长玢岩	15.14	4.15	3.87	63.04	2.35	3.28
JM1618-639	花岗闪长玢岩	15.27	2.46	5.05	66.69	1.19	3.45
JM3608-623	花岗闪长玢岩	14.92	3.59	4.68	64.90	1.88	3.62
ZK2002-111.1	花岗闪长玢岩	14.63	3.69	4.86	62.98	1.55	3.69
ZK2006-237.2	花岗闪长玢岩	15.05	2.95	4.84	65.64	1.53	3.71
ZK2404-B11(177.1)	花岗闪长玢岩	14.10	2.84	3.97	66.89	1.09	3.53
ZK2407-382	花岗闪长玢岩	14.40	3.00	3.70	66.53	1.16	4.21
ZK5602-B1(35.0)	花岗闪长玢岩	13.99	4.24	2.25	64.44	1.59	4.35
DFY	花岗闪长玢岩	14.57	3.68	3.39	64.34	1.62	3.76
IPD21	花岗闪长玢岩	14.86	2.82	4.10	66.98	0.90	3.33
JM2307-210.7	辉长岩	17.35	7.84	3.01	52.08	5.74	2.62
ZK2308-175.3	辉长岩	17.40	7.59	3.61	51.42	6.80	1.60
ZK3212-404.8	辉长岩	16.41	3.48	3.30	57.76	5.42	3.09
ZK711-B2	辉长岩	16.35	7.59	3.67	54.05	5.52	1.26
ZK8807-296	辉长岩	14.88	9.46	1.28	51.90	8.64	1.37
JMG	辉长岩	15.94	8.51	2.91	50.42	8.63	1.60
PB24	辉长岩	16.36	6.10	0.45	51.46	7.77	3.69
SBG-1	辉长岩	14.76	9.62	1.77	49.72	7.99	0.35
JM1609-181.6	花岗斑岩	14.87	2.27	3.71	68.32	1.02	3.69
JM2410-297.8	花岗斑岩	15.02	2.55	4.92	65.06	1.59	3.71
JM2807-346	花岗斑岩	15.08	3.91	3.93	68.14	1.52	1.70
JM409-69.8	花岗斑岩	14.71	3.26	5.65	64.51	2.13	1.95
ZK2404-282.3(B10)	花岗斑岩	12.62	3.97	1.84	71.40	0.81	5.06

注:数据由西南地质测试所采用 XRF 分析。

为向右倾斜的平滑曲线,属于轻稀土富集型。在 Y-Sr/Y 图解中,样品点投于冈底斯含矿斑岩区,具明显埃达克岩的地球化学亲和性<sup>[13]</sup>。寄主岩的成分演化趋势为正常的岩浆趋势,而包体的演化趋势为不正常的岩浆演化趋势。甲玛长英质斑岩不同岩性微

量元素表现趋同性,显示其与基性岩浆之间有过较强的物质交换,暗示岩浆混合作用的存在<sup>[32]</sup>。

#### 2.4 稀有气体地球化学

用于测定流体包裹体的氦、氩同位素组成的寄主矿物有成矿阶段从成矿流体中沉淀出的黄铜矿、

方铅矿、辉钼矿、硅灰石、石榴石和石英,测试工作在兰州地质科学院同位素实验室完成。甲玛矿床 He-Ar 同位素分析结果(表 2)表明,流体包裹体中  $^4\text{He}$  的浓度为  $1.001 \times 10^{-7} \sim 37.5 \times 10^{-7} \text{ cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$ ,  $^{40}\text{Ar}$  的浓度为  $2.77 \times 10^{-7} \sim 9.11 \times 10^{-7} \text{ cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$ ,  $^3\text{He}/^4\text{He}$  为 0.026~0.58 Ra(Ra 为空气的  $^3\text{He}/^4\text{He}$  值),  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  为 328~19 206.3。方铅矿中氦的“浓度”最低,仅为  $1.001 \times 10^{-7} \text{ cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$ , I 期石英中氦的浓度最高,达  $37.5 \times 10^{-7} \times 10^{-7} \text{ cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$ 。与此相反,石英和方铅矿中氦“浓度”的变化范围则几乎一致,为  $3.17 \times 10^{-7} \sim 7.07 \times 10^{-7} \text{ cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$ 。这说明方铅矿中的流体包裹体在大量丢失氦的过程中并未伴随明显的氦丢失,这与前人关于流体包裹体对

氦有很好的保存能力相一致<sup>[27]</sup>。黄铜矿和石英流体包裹体 He-Ar 体系中,石英漏气程度远远大于黄铜矿,但流体包裹体中因 He 和 Ar 扩散丢失而引起的同位素分馏及后生叠加的 He 和 Ar 均可忽略不计<sup>[28]</sup>。

一般认为大气的  $^3\text{He}/^4\text{He}$  值为  $1.4 \times 10^{-6}$ ,地壳物质中的  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值为  $n \times 10^{-8}$ ,介于 0.01~0.05 R/Ra,地幔流体的  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值为 6~9 R/Ra,  $^{40}\text{Ar}/^4\text{He}$  比值大约是 0.6<sup>[27,28]</sup>。

甲玛矿床变质作用不明显,推测成矿流体为壳幔二元流体混合的结果。地幔流体较强烈地参与了甲玛矿床的成矿过程(表 3)。虽然甲玛铜多金属矿床不像湖南万古金矿床那样表现出典型地幔流体成矿

表 2 甲玛矿床 He 和 Ar 同位素组成

Table 2 Helium and argon isotopic components of the Jiama copper polymetallic deposit

样品编号	测试矿物	$^{40}\text{Ar}(\text{cm}^3\text{STP/g})(\text{E}-7)$	$^4\text{He}(\text{cm}^3\text{STP/g})(\text{E}-7)$	$^3\text{He}/^4\text{He}$ (Ra)	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}/^4\text{He}$
S326	黄铜矿	6.81	16.2	0.387	348.2	0.42
S327	方铅矿	3.17	1.001	0.512	19206.3	3.17
S325	辉钼矿	9.11	2.59	0.149	328	3.52
S323	硅灰石	3.29	1.086	0.583	9996.7	3.03
S324	石榴石	2.77	11.22	0.0262	558.5	0.25
S326	石英(一期)	7.07	37.5	0.1106	446.4	0.19
S321	石英(二期)	4.55	5.2	0.211	428.2	0.88
S320	石英(三期)	4.76	5.77	0.0818	388.5	0.82

注:数据由兰州地质科学院同位素实验室采用 Ar-Ar 法测试。

表 3 西藏甲玛铜多金属矿象背山、塔龙尾、独立峰、东风垭岩体 Pb-Sr-Nd 同位素特征

Table 3 Characteristics of Pb-Sr-Nd isotope of Xiangbeishan, Talongwei, Dulifeng and Dongfengya magmatic bodies in the Jiama copper polymetallic deposit, Tibet

样品编号	样品名称	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_1$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_1$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
XBS	花岗斑岩	0.7075	0.5125	18.405	15.598	38.596
TLW	花岗斑岩	0.7059	0.5125	18.392	15.626	38.659
DLF	花岗斑岩	0.706	0.5125	18.338	15.578	38.634
DFY	石英二长岩	0.7065	0.5124	18.53	15.626	38.876
IPD18-B2	花岗闪长岩	0.7053	0.5126	18.397	15.563	38.558
JM16	矿石			18.628	15.626	38.93
JMY-01	矿石			18.639	15.62	38.924
JMY-04	矿石			18.661	15.618	38.96
TSPD13	石英二长岩	0.7067	0.5125	18.528	15.644	38.914
JM2307-21	包体 <sup>[29]</sup>	0.7076	0.5128	17.776	15.502	38.04
PB24	辉长岩	0.7083	0.5127	18.124	15.527	38.435

注:数据由宜昌地质矿产研究所中南实验检测中心采用 MC-ICP-MS 法测试。

所含有的高 R/Ra 值<sup>[28]</sup>,但可以与马厂箐铜矿床、哀牢山金矿带、秘鲁 Casapalca and Pasto Bueno Ag-Pb-Zn-Cu 矿床和韩国 Dae Hwa 钨钼矿床等热液矿床相对比,这些矿床的特点是成矿流体的 R/Ra 值均在 0.1~3.0(甲玛 0.19~3.52)。R/Ra 比值与地幔流体的接近,可能反映出壳幔二元流体混合成因信息。

在 <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar-<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 图解(图 4)中,上述被确定丢失过大量氦的样品(如曲线 1 上的方铅矿、样品),与基本未丢失氦的石英、黄铜矿样品,其投影点都落在相同的壳幔混合趋势线上,反映出岩浆混合作用的结果。

### 3 岩浆起源机制及混合作用机制探讨

通过对甲玛矿床较深入的研究,笔者逐渐认识到甲玛矿床是从喷流成因到斑岩-矽卡岩的成矿系统<sup>[3]</sup>。甲玛矿床往往与小岩体紧密共生,尽管“小岩体成大矿”已是公认的事实<sup>[11]</sup>,然而仍有大量小岩体没有被发现与成矿作用有关。小岩体往往侵位较浅,岩浆体的快速冷却也许是混沌边缘条件,但成矿流体和金属的来源就成了一个关键问题<sup>[11]</sup>,这种小体积岩浆体能否析出足以导致大规模成矿作用的流体和金属的问题已经得到了否定的回答<sup>[14]</sup>。深部流体是如何导致成矿的?其地质标志是什么?成矿岩浆体下面是否有一个大的岩浆房可以源源不断供给含矿流体,即所谓的探索深部隐伏含矿大斑岩体,判断成矿中心能否成功?矿区含矿岩体与非含矿岩体的岩性相同,很难通过肉眼或常规分析方法把它们区分开。斑岩中常见有镁铁质微粒包体,有的甚至是含矿的,基性岩浆的密度比长英质岩浆高,它不应当位于岩浆房的顶部,为什么会出现在斑岩中<sup>[11]</sup>。甲玛矿床

与驱龙矿床同时受控于东西向伸展构造与南北向褶皱构造体系,成岩成矿年龄大致相同,然而甲玛为斑岩-矽卡岩的成矿系统,且现如今已探明的主要是矽卡岩型,而驱龙却主要为斑岩型。传统的岩浆热液成矿理论对上述情况不能做出很好的解释,基于甲玛矿床确实发生过岩浆混合作用,这是否与岩浆混合作用有关呢?岩浆混合作用的动力、起源、混合方式以及制约因素又是什么,对成矿有什么贡献?这些都是值得我们思考的问题。

#### 3.1 构造-岩浆事件及其演化

青藏高原的构造-岩浆事件划分为三大阶段:碰撞前(早于 65 Ma),同碰撞(65~45/40 Ma),后碰撞(晚于 45/40 Ma)<sup>[14]</sup>。青藏高原的形成,主要发生在后碰撞阶段,以在羌塘-三江地区开始的后碰撞钾质-超钾质火山事件为标志性的构造-岩浆事件。但在冈底斯带,存在着一个 40~26 Ma 期间的岩浆活动间歇期,只在 30 Ma 左右有零星的源于中-上地壳的强过铝质花岗岩开始活动,至 24~18 Ma 达到高潮。从 25~10 Ma,自西向东依次发生了源于陆下岩石圈(SCLM)的钾质-超钾质火山活动。18~12 Ma 发生了来源于加厚下地壳或早先俯冲洋壳的埃达克质含铜斑岩事件。这三个准同时的后碰撞构造-岩浆事件,主要都发生在 20~10 Ma。这也是南北向地槽系发育的时期<sup>[13]</sup>。

#### 3.2 底侵作用是岩浆混合作用的直接动力

角闪辉长岩中石英捕虏晶,石英黄铁矿化边的出现不仅证明甲玛矿床确实存在幔壳源岩浆的混合作用,而且表明岩浆的混合发生在地壳深处,换言之,存在幔源岩浆的底侵作用<sup>[20]</sup>,而底侵作用被认为是岩浆混合作用的直接原因<sup>[19]</sup>,同时也被作为壳幔

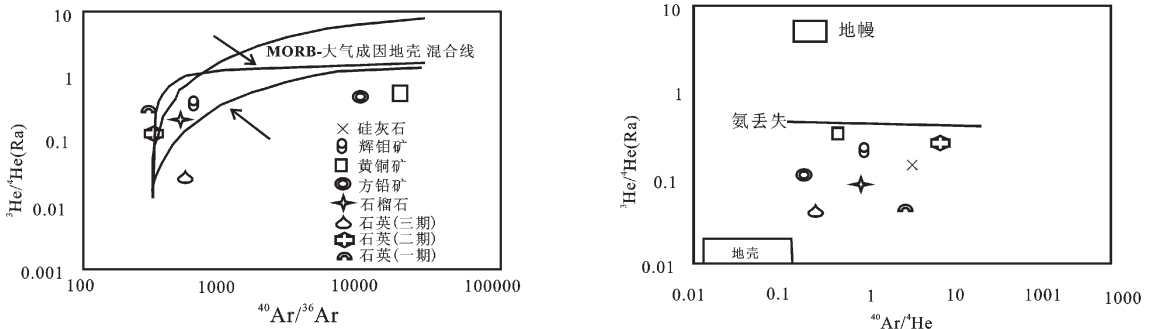


图 4 甲玛矿床矿物流体包裹体 <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar-<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 图解(底图据文献[23])

Fig.4 <sup>40</sup>Ar/<sup>4</sup>He-<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He diagram of fluid inclusions in the Jiamma copper polymetallic deposit

物质交换和再循环的纽带<sup>[30]</sup>。甲玛矿床无矿斑岩脉和含矿斑岩脉的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄分别为 (16.27±0.31) Ma 和 (14.2±0.2) Ma<sup>[13]</sup>,斑岩型矿石中的辉钼矿 Re-Os 同位素等时线年龄为 (14.78±0.33) Ma<sup>[16]</sup>,形成时代相近,是岩浆底侵作用的产物<sup>[13]</sup>。在岩浆演化过程中显示钙碱性岩系-高钾钙碱性岩系的演化趋势,表现为闪长玢岩-花岗斑岩的岩石系列,这些岩石具有典型的后碰撞作用特征。幔源岩浆的底侵作用是中生代-新生代花岗质岩石的侵位、下地壳加厚和俯冲洋壳的埃达克质含铜斑岩事件的主要原因<sup>[21]</sup>。拆沉作用往往诱发大规模的底侵作用<sup>[20]</sup>。拆沉作用发生时,岩石圈地幔、大陆下地壳或大洋地壳沉入软流圈必然引起软流圈物质上涌而底侵至下地壳底部<sup>[19]</sup>,由板块俯冲产生岩浆活动的动力减弱,拆沉作用诱发大规模的岩浆活动<sup>[20]</sup>。

### 3.3 混合岩浆的起源——同位素地球化学约束

对甲玛矿床所采样品进行同位素测定,岩石的 Sm、Nd、Rb 和 Sr 同位素采用阳离子交换提纯方法,测试工作在 VG-354 质谱仪上完成。Sr 同位素比值测定采用 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 为 0.1194 进行质量分馏校正,Nd 同位素比值测定采用国际标样测定结果是:<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 平均为 0.70885 ±0.00003,<sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd 平均为 0.1198,<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd 平均为 0.512560±0.00006,采用 t=15 Ma,校正的铈同位素初始值 I<sub>Sr</sub> 值变化于 0.70531~0.70601,小于 0.71。ε<sub>Nd</sub> 变化于 -2.7~0.1。只

有少数样品值大于 0,绝大多数为负值(表 3),显示花岗质岩石主要应起源于地壳,那少数几个样品包含了地幔来源的信息,显示具有地幔分异未与地壳物质进行充分混合而保留了地幔的同位素组成。

δ<sup>34</sup>S<sub>CDT</sub> 变化范围在 -4.78‰~0.83‰,大多数集中在 -1.55‰~-1.26‰,极差 R 为 10.23‰,平均值  $\bar{X}=1.76 \times 10^{-3}$ ,变化区域窄,绝对值小,直方图呈“塔式”分布(图 6),推断硫来源于地壳深部或上地幔,表明硫主要来自深源,以岩浆硫为主,但少数样品较为弥散,有的偏向重硫,反映有其他成分硫的混入。

<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb、<sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb、<sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb 平均值分别为: 18.40、15.59、38.68(表 2),其 μ 值、Th/U 值平均值分别为 9.45、3.83。<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr -<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd 同位素相关图解(图 5)中,多数样品投影点落在富集地幔源区,具有来自富集地幔的性质。镁铁质岩石的源区在地幔趋势范围内,而长英质岩石的源区偏离地幔主趋势而接近壳幔混合型的富集地幔 I 源区,岩石的成因模式可能为通过来自地幔的物质与地壳的长英质岩浆发生混合作用而形成的,从而使得同位素组成趋于一致。从 Pb 同位素构造模式图投影结果(图 7)看出,绝大部分投影点均落入造山带 Pb 演化线附近,少量在地幔增长线与造山带,以及造山带与上地壳之间,显示造山带 Pb 同位素组成的特定特征,暗示了具有地幔物质来源的信息,说明矿质有岩浆混

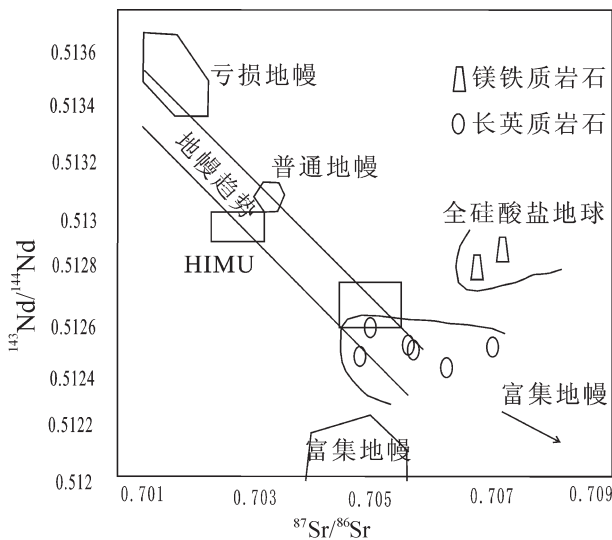


图 5 <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd-<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 图解(据 Zindler,1986)  
Fig.5 Diagram of <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr-<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd (after Zindler,1986)

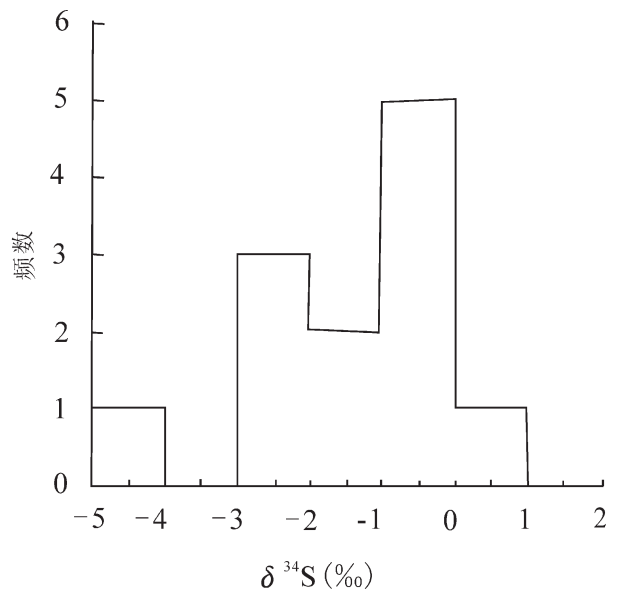


图 6 甲玛铜多金属矿床硫同位素分布直方图  
Fig.6 S isotope histogram of the Jiamma copper polymetallic deposit



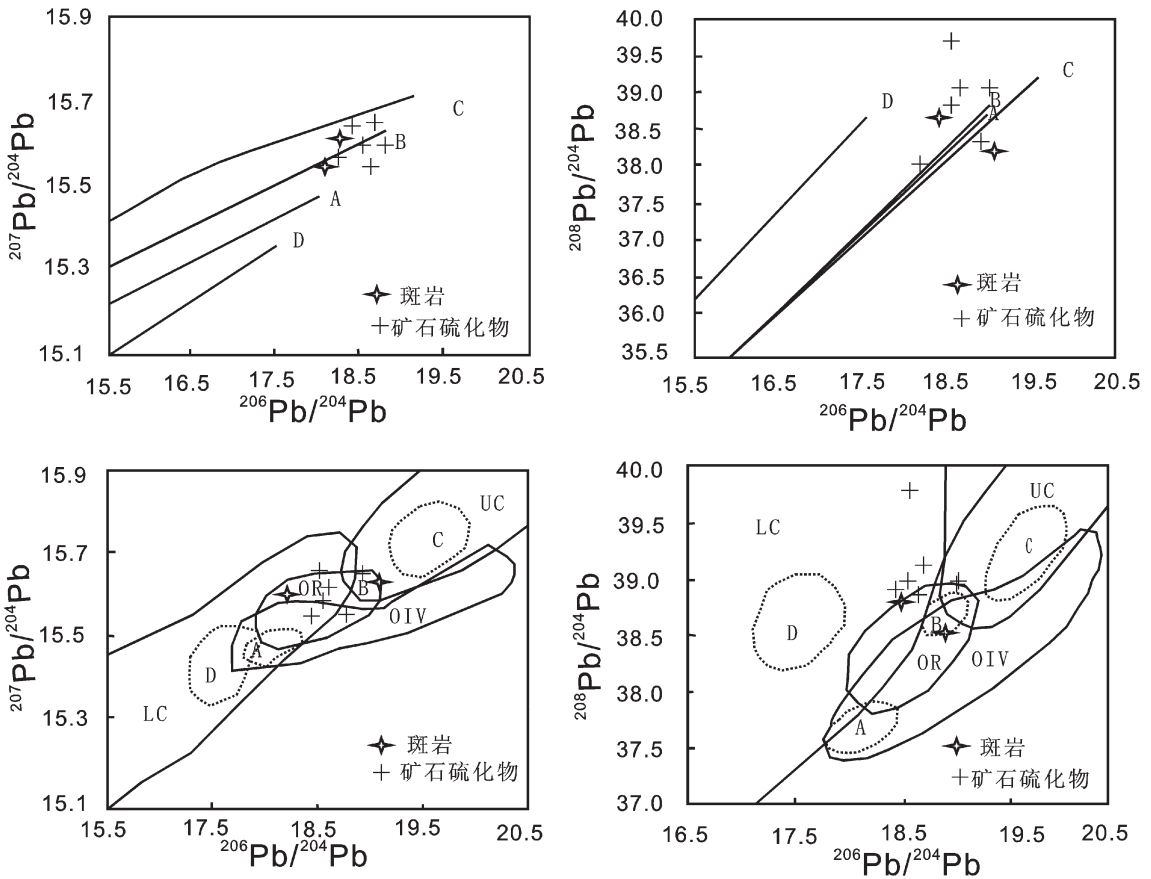


图7  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  图解(底图据文献[18])

A-Mantle; B, OR-Orogenic belt; C、UC-Supracrust; D、LC-Lower crust; OIV-Volcanic rocks

Fig.7 Diagram of  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

合的贡献<sup>[21]</sup>。

氧同位素分析结果采用 SMOW 国际标准,利用计算公式<sup>①</sup>获得  $\delta^{18}\text{O}$  值在 5.37‰~11.5‰变化<sup>[20]</sup>,大多数集中于 7‰左右,显示具壳幔混合成因的特点<sup>[20]</sup>,与 Nd、Pb 同位素获得的结果一致。

### 3.4 岩浆混合类型及混合程度

在甲玛矿床花岗岩类中,根据同位素示踪,利用 James<sup>[20]</sup>的 Sr-O 同位素投影图中的混合曲线形状,发现甲玛矿床存在着岩浆混合与就位混合两种类型(图 8)。源区混合时,由于地壳岩浆混染的 Sr-O 同位素成分的变化趋势为向上凸的曲线,而源岩混合的变化趋势为向下凹的曲线。图 8 中 A 点代表地幔源区 Sr、O 同位素组成,B 点代表地壳混合物的同位素组成。甲玛矿床象背山、塔龙尾、独立峰、东风垭岩

体的 6 个样品中,辉长岩样品的投影点落在地壳对地幔 Sr 元素比例约为 10%的源区混合线上,包体样品的投影点落在地壳对地幔 Sr 元素比例约为 7%附近的混合线上,说明基性端元岩浆在源区就发生了岩浆混合作用<sup>[20]</sup>。花岗闪长斑岩、花岗斑岩 4 个样品的投影点落在地壳混染区,在地壳对地幔 Sr 同位素比例约为 2:1 附近,暗示该样品在就位过程中受到大陆地壳的混染作用<sup>[30]</sup>。

在实际应用中,精确地测量岩浆混合的比例是十分困难的<sup>[20]</sup>,笔者拟以质量平衡原理来估算甲玛矿床岩浆混合的比例,并结合 Sr-O 同位素投影图与混合定量模式,最终估算出岩浆混合的比例。甲玛矿床象背山、塔龙尾、独立峰和东风垭岩体最基性的岩石为角闪辉长岩,可近似地代表混合作用的基性

①  $\delta^{18}\text{O}_{\text{sample-SMOW}} = \frac{\delta^{18}\text{O}_{\text{sample-reference}} + 10^3}{\delta^{18}\text{O}_{\text{standard-reference}} + 10^3} (\delta^{18}\text{O}_{\text{standard-SMOW}} + 10^3) - 10^3$

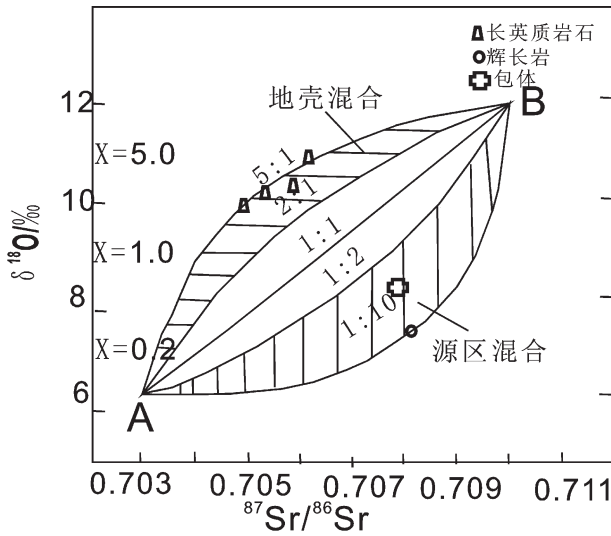


图 8 混合作用 Sr-O 同位素效应图解  
Fig.8 Diagram of Sr-O isotopic effect

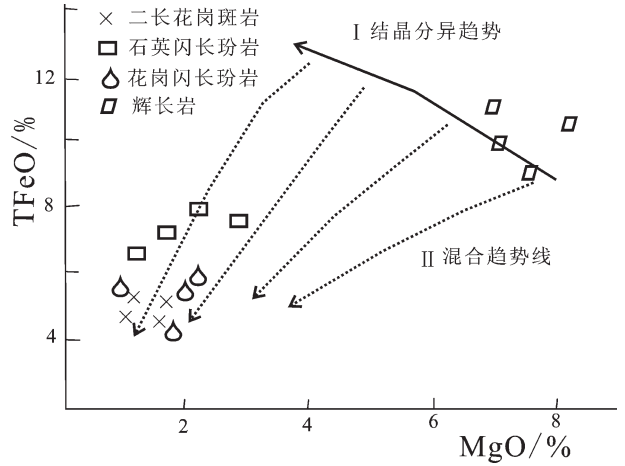


图 9 FeO-MgO 成分图  
Fig.9 Diagram of FeO-MgO components

端元的成分,花岗斑岩为混合作用的酸性端元<sup>[20]</sup>。根据混合原理,混合定量模式为: $C_i^m = K C_i^b + (1-K)C_i^a$ ,  $C_i^m$  为某元素(i)在混合岩浆中的含量,单位为%; $K$  为混合岩浆中基性端元的比例,单位为%; $C_i^b$  为基性端元中某元素的含量,单位为%; $C_i^a$  为酸性端元中某元素的含量,单位为%<sup>[20]</sup>。4 个二长花岗斑岩、6 个石英闪长玢岩、9 个花岗闪长斑岩、8 个辉长岩和 5 个花岗斑岩样品的  $SiO_2$  平均含量为 62.56%(表 1)。代表混合岩浆的总体成分,即  $C_i^m$ 。8 个辉长岩  $SiO_2$  平均含量为 52.35%,即  $C_i^b$ 。5 个花岗斑岩的  $SiO_2$  平均含量为 67.49%,即  $C_i^a$ 。根据上式计算得  $K=32.56%$ , 即有 33%的基性端元(镁铁质岩浆)参与了混合,如果把镁铁质包体的含量参与到混合岩浆的总体成分进行平均,则得出的  $C_i^m$  为 61.13%,用同样的方法计算得到  $K$  值为 42%。

将上述岩体的成分投到 MgO-TFeO 图中(图 9,虚线箭头代表两种岩浆的混合趋势,实线箭头代表混合前镁铁质岩浆的分异趋势<sup>[20]</sup>),样品点都落入混合区域,且为中等演化程度,说明甲玛矿床的确存在来自底侵作用注入地壳的幔源基性岩浆与地壳重熔的酸性岩浆在源区发生预混合作用<sup>[20]</sup>。同时从二长花岗斑岩、石英闪长玢岩和花岗闪长玢岩的投影点来看,基性端元大约占 40%,与 Sr-O 同位素投影图所得的结果和混合定量模式算出的结果相一致。因此,估算甲玛矿床岩浆混合程度为:基性端元占 40%,酸性端元占 60%。

### 3.5 岩浆混合方式

甲玛矿床花岗岩类中的一些棱角状暗色矿物包体及其反向脉就是岩浆混合方式以机械混合(物理混合)为主最好的识别标志<sup>[19]</sup>。甲玛矿床花岗斑岩中常见镁铁质包体,它被认为是基性端元岩浆团块未被消化的残留物<sup>[20]</sup>,呈椭球状和长条状。象背山、塔龙尾、独立峰和东风垭岩体中包体与寄主岩多呈截然关系,甚至发现闪长质包体中还包含镁铁质包体的双包体现象。表明基性岩浆不断地自酸性岩浆房底部向酸性岩浆房脉动式地注入,并发生扩散、对流。因此甲玛矿床所发生的岩浆混合作用应该为喷泉式的以机械混合为主的岩浆混合。

### 3.6 岩浆混合的制约因素

岩浆混合机制是指岩浆混合作用的成因及其制约因素,它是以岩浆混合方式为基础进行研究的<sup>[20]</sup>。岩浆混合机制与其端元成分的粘度、物质成分、流变学特征及温度密切相关<sup>[31]</sup>,完全混合形成均一混合岩浆,机械混合形成镁铁质微粒包体<sup>[31]</sup>。影响甲玛矿床岩浆混合的物理因素主要包括岩浆的粘度、密度和温度等。长英质岩浆与高温的铁镁质岩浆发生混合时,必然会导致热传递,相对于化学平衡,热平衡在混合作用中作用更大,岩浆平衡后的温度对岩浆物理性质影响很大<sup>[33]</sup>。根据 Campbell 提出了一个判断公式: $v d / v_2 = Q / v_2, Re = Q / v_2 = \rho_1 Q / \eta_1$  ( $Q$  为二维分散交换率,  $Q = [(g\Delta\rho) / (f\rho_1)]^{1/2} d^{3/2}$ ;  $v_2$  为酸性岩浆的运动粘度,取  $10^8 P^{[17]}$ ;  $Re$  为雷诺指数;  $v$  为基性岩浆注入的速度;  $d$  为裂隙宽度;  $\rho_1$  为注入岩浆

的密度,取  $1.7 \text{ g/cm}^3$ ;  $g$  为重力加速度,取  $980 \text{ cm/S}^2$ ;  $\Delta \rho$  为岩浆端员间的密度差,取  $0.1 \text{ g/cm}^3$ [33];  $f$  为摩擦系数 (一般为 0.03);  $\eta_1$  为注入岩浆的粘度,取 300P)。  $d$  值取 1~500 m,模拟计算  $Re$ 、 $Q$  和  $v_d/v_2$ , 若  $v_d/v_2 > 70$ , 将发生完全混合, 若  $v_d/v_2 < 70$ , 将发生部分混合[2], 足见粘度对岩浆混合作用影响之大。通过计算获得甲玛矿床  $Re=Q/v_2=8.5$ , 属于部分混合的阶段[3], 与铁镁质包体的出现、基性岩脉露头一般都有明确接触界限和存在冷凝边等地质现象相吻合[2]。

#### 4 岩浆混合作用对成矿的贡献

成矿作用的基本解是金属从流体中沉淀出来[1], 甲玛矿区大量岩浆热液过渡阶段的流体出溶证据表明斑岩富含水, 晚期富 F, 有利于成矿流体的形成[2]。以上论述已证明甲玛矿区岩体确实经历了岩浆混合作用, 由于底侵作用导致下地壳部分熔融且含大量地幔组分的新生铁镁质岩浆能够提供大量的  $\text{H}_2\text{O}$ 、挥发份、Cu 以及 S[36]。冈底斯在中生代—新生代早期是岛弧, 碰撞成陆后造山阶段的拉张为地幔物质参与成矿提供了通道条件, 冈底斯岩石圈地幔发生拆沉, 能引起软流圈地幔热熔体上升[35]。由于岩浆不完全混合产生的包体曾遭受地幔的交代, 是原始地幔部分熔融后形成的残留相[20], 岩石圈地幔交代不仅增加了热流量和水, 而且从熔融的岩石以及岩浆上升通道中带走了大量的硫和亲铜元素(如铜)[37]。在惰性气体  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}-^3\text{He}/^4\text{He}$  图解(图 4)中, 石英、黄铜矿等样品均显示出地幔物质成分的加入, 说明成矿物质的来源具有地幔的贡献, 然而地幔贡献可以通过岩浆混合来实现[20]。铁镁质包体中的硫化物与容矿侵入岩具有一致的 S、Pb 同位素组成, 指示铁镁质熔体能够向长英质岩浆和热液流体提供硫。富含金属元素和硫的高温、高氧逸度、含水的铁镁质岩浆的加入, 不但有利于下地壳岩石发生部分熔融以及同化作用, 并且增加了岩浆及流体中挥发份的含量, 由于混合产生的岩浆阻碍了熔体内含 Cu 硫化物的分离, 混合过程中释放  $\text{SO}_2$  并伴随着亲铜元素的迁移[20], 最终造成了 Cu 的富集[21]。铁镁质岩浆注入长英质岩浆的同时, 会释放大量  $\text{SO}_2-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{Cl}$  以及与 Cl 和  $\text{H}_2\text{O}$  关系密切的金属元素[87,88]。此外, 铁镁质岩浆的侵入会降低长英质岩浆的粘度, 高温的镁铁质岩浆与低温的长英质岩浆混合时由于迅速冷却, 会造成岩浆的突然过饱和, 产生大量活性很高

的岩浆出溶流体[21]。

甲玛矿床成矿流体中的金属元素和 S 来源于岩浆混合作用的幔源铁镁质岩浆, 其成矿环境偏基性, 暗示镁铁质岩浆的加入对成矿具有贡献, 金属元素的分离得益于岩浆—热液过渡阶段富 F 流体的出溶[21]。甲玛矿床石英闪长玢岩中黑云母和角闪石斑晶的出现指示了与矿化有关的岩浆含水在 8% 左右[17], 因此岩浆具有形成成矿流体的潜力[38]。其次晚期斑岩中黑云母和角闪石斑晶均富 F, 且与之平衡的熔体含氟 1% 左右, 证明斑岩里 1% 的 F[21], 可以将固相线温度降低到  $525^\circ\text{C}$  以下[39]。然而降低熔体的固相线温度可以延长流体出溶过程且降低岩浆热液流体的初始温度[40]。基性岩浆带来的热量能使混合作用维持足够长的时间从而使两种岩浆完全混合, 能够多次提供热, 延长岩浆演化时间, 为流体出溶创造条件[20], 金属元素的分离反复发生于岩浆房内部, 并形成大量含矿流体, 使 Cu 及 Mo、Au、Ag、Pb、Zn 在有利的地质体中富集。

甲玛矿床晚期斑岩体石英脉的流体包裹体激光拉曼探针分析显示石英气相中含有大量的  $\text{CO}_2$ , 富气相包裹体和含盐离子晶高盐度包裹体共存[17], 说明石英脉的形成还伴随有流体沸腾作用或不混溶作用[21]。晚期石英斑晶的微文象结构也指示了岩浆的淬火作用[10]。甲玛矿床岩浆流体的二次沸腾导致了铜钼等金属元素的部分沉淀。大量张性裂隙的形成会导致体系压力的降低, 形成完全开放体系, 有利于流体的循环。此时由于雨水和地下水的加入, 使中和了原来酸性的岩浆热液流体, 导致流体中大量金属物质的再次沉淀[21]。因此, 含矿流体中金属元素的沉淀得益于岩浆流体的二次沸腾和酸性流体的中和作用。

#### 5 结 论

(1) 甲玛矿床花岗斑岩中发育大量镁铁质微粒包体, 它是幔源基性岩浆注入到酸性岩浆中未被“消化”的基性岩浆团块; 斑岩中石英斑晶具溶蚀表面, 镶边结构和骸晶状生长结构; 斜长石具自形内核环带构造和不规则的增生边; 出现热力学不平衡的矿物组合; 岩石化学变异曲线呈线性分布; 包体与寄主岩的稀土、微量和同位素地球化学具有趋同性; 流体包裹体的氦、氩同位素反映出壳幔二元流体混合成因信息, 均表明甲玛矿床存在岩浆混合作用。

(2) 元素地球化学特征显示包体与寄主岩在岩

浆混合作用过程中有过较强的物质交换,稀有气体地球化学特征显示成矿流体为壳幔二元流体混合的结果,意味着源区必须有幔源岩浆的贡献。

(3) 岩浆混合作用发生的直接原因可能为岩浆底侵作用。Sm、Nd、Rb、Sr 和 O 同位素显示混合岩浆的起源机制可能为通过来自地幔的物质与地壳的长英质岩浆在源区发生预混合以及在就位过程中受到大陆地壳混染的再次混合作用。岩浆混合方式以机械混合为主,酸性与基性岩浆的混合比例模拟计算为 3:2。

(4) 甲玛矿床成矿流体中的金属元素和 S 来源于岩浆混合作用的幔源铁镁质岩浆,其成矿环境偏基性,暗示镁铁质岩浆的加入对成矿具有贡献。金属元素的分离得益于岩浆-热液过渡阶段富 F 流体的出溶,含矿流体中金属元素的沉淀得益于岩浆流体的二次沸腾和酸性流体的中和作用。

**致谢:** 文中的一些判别图解由路远发提供的 Geokit 软件完成,匿名评阅人提出了中肯的意见和建议,在此一并表示真诚的感谢!

## 参考文献(References):

- [1] 王玉往,王京彬,王莉娟,等.新疆尾亚矿区 3 期岩浆混合作用的初步研究[J].中国地质,2007,34(2):289-299.  
Wang Yuwang, Wang Jingbin, Wang Lijuan, et al. Three-stages magma mixing in the Weiya ore district, Xinjiang [J]. Geology in China, 2007, 34(2):289-299(in Chinese with English abstract).
- [2] Didier J, Barbarin B. Enclaves and Granite Petrology [J]. Elsevier, Amsterdam, 1991, 20:625-661.
- [3] Vernon R H. Microgranitoid enclaves in granites globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment[J]. Nature, 1984, 309: 438-439.
- [4] Cantagrel J M, Didier J, Gourgaud A. Magma mixing: origin of intermediate rock and enclaves from volcanism to plutonism. Phys[J]. Earth Planet. Inter, 1984, 35:63-76.
- [5] Castro A, Moreno-Ventas I, J D de la Rosa. H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature[J]. Earth Science Reviews, 1991, 31: 237-253.
- [6] 王德滋. 微粒花岗岩包体的成因 [J]. 桂林冶金地质学院学报, 1992, (3):235-240.  
Wang Dezi. On Geneses of microgranitoid Enclaves [J]. Journal of Guilin College of Geology, 1992, (3):235-240 (in Chinese with English abstract).
- [7] 周珣若. 花岗岩混合作用[J]. 地学前缘, 1994, 1(1/2):87-97.  
Zhou Xunruo. Hybridization in the Genesis of Granitoids [J]. Earth Science Frontiers, 1994, 1 (1/2):87-97 (in Chinese with English abstract).
- [8] Wallace P, Carmichael S E. Sulfur in basaltic magmas [J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 1992, 56:1863-1874.
- [9] Hattori K. High-sulfur magma, a product of fluid discharge from underlying mafic magma: evidence from Mount Pinatubo, Philippines[J]. Geology, 1993, 21:1083-1086.
- [10] 覃锋, 徐晓霞, 罗照华. 北京房山岩体形成过程中的岩浆混合作用证据[J]. 岩石学报, 2006, 22(12):2957-2970.  
Qin Feng, Xu Xiaoxia, Luo Zhaohua. Mixing and mingling in petrogenesis of the Fangshan, Beijing. Acta Petrologica Sinica, 2006, 22(12): 2957-2970(in Chinese with English abstract).
- [11] 罗照华, 卢欣祥, 陈必河, 等. 透岩浆流体成矿作用导论 [M]. 北京:地质出版社, 2009:1-177.  
Luo Zhaohua, Lu Xinxiang, Chen Bihe, et al. Introduction to the Metallogenic Theory on the Transmagmatic Fluids [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2009:1-177(in Chinese).
- [12] 郑文宝, 陈毓川, 唐菊兴, 等. 西藏甲玛铜多金属矿床铜矿化富集规律研究及应用[J]. 金属矿山, 2010, (2):87-91.  
Zheng Wenbao, Chen Yuchuan, Tang Juxing, et al. Research and application of mineralization enrichment regularity of Jiama polymetallic copper deposit in Tibet[J]. Metal Mine, 2010, (2):87-91(in Chinese with English abstract).
- [13] 唐菊兴, 王登红, 汪雄武, 等. 西藏甲玛铜多金属矿床地质特征及其矿床模型[J]. 地球学报, 2010, 31(4):495-506.  
Tang Juxing, Wang Denghong, Wang Xiongwu, et al. Geological features and metallogenic model of the Jiama copper-polymetallic deposit in Tibet[J]. Acta Geoscientica Sinica, 2010, 31(4):495-506 (in Chinese with English abstract).
- [14] 侯增谦, 吕庆田, 王安建, 等. 初论陆陆碰撞与成矿作用——以青藏高原造山带为例[J]. 矿床地质, 2003, 22(4):319-334.  
Hou Zengqian, Lv Qingtian, Wang Anjian, et al. Continental collision and related metallogeny: A case study of mineralization in Tibetan orogen [J]. Mineral Deposits, 2003, 22 (4):319-334 (in Chinese with English abstract).
- [15] 李光明, 芮宗瑶, 王高明, 等. 西藏冈底斯成矿带甲玛和知不拉铜多金属矿床的 Re-Os 同位素年龄及意义[J]. 矿床地质, 2005, 24(5):481-489.  
Li Guangming, Rui Zongyao, Wang Gaoming, et al. Molybdenite Re-Os dating of Jiama and Zhibula polymetallic copper deposits in Gangdese metallogenic belt of Tibet and its significance[J]. Mineral Deposits, 2005, 24(5):481-489(in Chinese with English abstract).
- [16] 应立娟, 唐菊兴, 王登红, 等. 西藏甲玛铜多金属矿床矽卡岩中辉钼矿铼-钨同位素定年及其成矿意义 [J]. 岩矿测试, 2009, 28(3): 265-268.  
Ying Lijuan, Tang Juxing, Wang Denghong, et al. Re-Os dating of molybdenite from the Jiama copper polymetallic deposit in Tibet and its metallogenic significance [J]. Rock and Mineral Analysis, 2009, 28(3):265-268(in Chinese with English abstract).
- [17] 周云, 汪雄武, 唐菊兴, 等. 西藏甲玛铜多金属矿含矿斑岩石英斑晶单个熔融包裹体的成分研究[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 2011, 38(1):92-102.

- Zhou Yun, Wang Xiongwu, Tang Juxing, et al. Composition of single melt inclusion in quartz phenocryst in the Jiama Cu-polymetallic[J]. Journal of Chendu University of Technology Edition (Science & Technology Edition), 2011, 38(1):92-102(in Chinese with English abstract).
- [18] 冯孝良, 管仕平, 牟传龙, 等. 西藏甲马铜多金属矿床的岩浆热液交代成因:地质与地球化学证据[J]. 地质地球化学, 2001, 29(4):41-48.
- Feng Xiaoliang, Guan Shiping, Mou Chuanlong, et al. Geological characteristics and genesis of the Jiama copper-polymetallic deposit in Tibet[J]. Geology-Geochemistry, 2001, 29(4):41-48(in Chinese with English abstract).
- [19] 莫宣学, 罗照华, 肖庆辉, 等. 花岗岩中岩浆混合作用的识别与研究方法[C]//肖庆辉,等.花岗岩研究思维与方法[M].北京:地质出版社, 2002:53-70.
- Mo Xuanxue, Luo Zhaohua, Xiao Qinghui, et al. Evidence of Magma Mixing in Granitoids Plutons and the Way of Investigation on Granitoids [J]. Xiao Qinghui, et al. Beijing:Geological Publishing House, 2002:P53-63(in Chinese).
- [20] 刘成东. 东昆仑造山带东段花岗岩岩浆混合作用 [M]. 北京:地质出版社, 2008:78-137.
- Liu Chengdong. Magma mixing in granitoids in the East Kunlun orogenic belt[M]. Beijing:Geological Publishing House, 2008:78-137(in Chinese).
- [21] 彭惠娟, 汪雄武, Mtiller Axe, 等. 西藏甲玛铜多金属矿区成矿斑岩的岩浆混合作用:石英及长石斑晶新证据[J].矿床地质, 2011, 30(2):249-265.
- Peng Huijuan, Wang Xiongwu, Mtiller Axe, et al. Magma mixing in Jiama Cu-polymetalic deposit of Tibet:Evidence from quartz and feldspar phenocrysts [J]. Mineral Deposits, 2011, 30 (2):249-265(in Chinese with English abstract).
- [22] Hagni R D. Industrial applications of cathodolumin -escence microscopy[J]. Process Mineralogy, 1987,(IV):37-52.
- [23] Walker. Mineralogical applications of luminescencetechnique [J]. Chemical Bonding and Spectroscopy in Mineral Chemistry, 1985, 5(3):103-140.
- [24] Remond G, Cesbron F, Chapoulie R. Cathodoluminescence applied to the micro characterization of mineral materials;A present status in expermintation andinterpretation [J]. Scanning Micros, 1992, 6(1):23-69.
- [25] Pagel M, Barbin V, Blanc P, et al. Cathodoluminescence in Geosciences[M]. NewYork: Springer, 2000:514.
- [26] 邓晋福, 莫宣学, 罗照华, 等. 火成岩构造组合与壳幔成矿系统 [J]. 地学前缘, 1999, 6(2):259-270.
- Deng Jinfu, Mo Xuanxue, Luo Zhaohua, et al. Igneous petroectonic assemblage and crust-mantallogenic system [J]. Earth Science Frontiers,1999, 6 (2):259-270 (in Chinese with English abstract).
- [27] 毛景文, 魏家秀. 大水沟磷矿床流体包裹体的 He、Ar 同位素组成及其示踪成矿流体的来源[J]. 地球学报, 2000, 21(1):58-61.
- Mao Jingwen, Wei Jiaxiu. Helium and argon isotopic components of fluid inclusions and tracing to the source of metallogenic fluids in the Dashuigou tellurium deposit of Sichuan Province [J]. Acta Geoscientia Sinica, 2000, 21 (1):58-61 (in Chinese with English abstract).
- [28] 胡瑞忠, 毕献武. 哀牢山金矿带金成矿流体 He 和 Ar 同位素地球化学[J]. 中国科学(D 辑), 1999, 29(4):321-330.
- Hu Ruizhong, Bi Xianwu. Helium and Argon isotopic geochemistry of metallogenic fluids in the Ailaoshan metallogenic belt [J]. Scinence in China (Series D), 1999, 29 (4):321-330(in Chinese with English abstract).
- [29] 余宏全, 丰成友, 张德全, 等. 西藏冈底斯铜矿带甲马矽卡岩型铜多金属矿床与驱龙斑岩型铜矿流体包裹体特征对比研究[J]. 岩石学报, 2006, 22(3):690-696.
- She Hongquan, Feng Chengyou, Zhang Dequan, et al. Study on the fluid inclusions from Jiama skarn copper polymetallic deposit and Qulong porphyry copper deposit in Gandese copper belt, Tibet[J]. Acta Petrologica Sinica, 2006, 22(3):690-696(in Chinese with English abstract).
- [30] 罗照华, 张文会, 邓晋福, 等. 西昆仑地区新生代火山岩中的深源包体[J]. 地学前缘, 2000, 7(1):295-298.
- Luo Zhaohua, Zhang Wenhui, Deng Jinfu, et al. Characteristic and geological significance of the deep-seated xenoliths in Cenozoic basalt in Kangxiwa, western Kunlun mountains, China [J]. Earth Science Frontiers, 2000, 7 (1):295-298 (in Chinese with English abstract).
- [31] 谌宏伟, 罗照华, 莫宣学, 等. 东昆仑造山带三叠纪岩浆混合成因花岗岩的岩浆底侵作用机制[J]. 中国地质, 2005, 32(3):386-395.
- Chen Hongwei, Luo Zhaohua, Mo Xuanxue, et al. Underplating mechanism of Triassic granite mixing origin in the East Kunlun orogenic belt [J]. Geology in China, 2005, 32 (3):386-395 (in Chinese with English abstract).
- [32] 齐有强, 胡瑞忠, 刘桑, 等. 岩浆混合作用研究综述[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2008, 27(4):409-416
- Qi Youqiang, Hu Ruizhong, Liu Shen, et al. Review on magma mixing and mingling[J]. Bulletin of Mineralogy, 2008, 27(4):409-416(in Chinese with English abstract).
- [33] Chappell B W. Magma mixing and the production of compositional variation within granite suites:evidence from the granites of southeastern Australia[J]. J.Petrol., 1996, 37:449-70.
- [34] 侯增谦, 潘小菲, 杨志明, 等. 初论大陆环境斑岩铜矿[J]. 现代地质, 2007, 21(2):332-351.
- Hou Zengqian, Pan Xiaofei, Yang Zhiming, et al. Porphyry Cu-(Mo-Au) deposits no related to oceanic-slab subduction:examples from Chinese porphyry deposits in continental settings [J]. Geoscience, 2007, 21 (2):332-351 (in Chinese with English abstract).
- [35] Stephen E, Kesler, Eric J, Essene. Unusually Cu-rich magmas associated with giant porphyry copper deposits: Evidence from

- Bingham[J]. U S A Geology, 2006, 1:42-44.
- [36] Keiko H, Hattori·Jeffrey D, Keith. Contribution of mafic melt to porphyry copper mineralization: evidence from Mount Pinatubo, Philippines, and Bingham Canyon, Utah, U S A [J]. Mineralium Deposita, 2001, 36:799-806.
- [37] Shafiei, Michael Haschke, Jamshid Shahabpour. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran [J]. Miner Deposita, 2009, 44:265-283.
- [38] Zinkernagel U. Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology[J]. Contributions to Sedimentology, 1978, 8:1-69.
- [39] Hagni R D. Cathodoluminescence microscopy applied to mineral exploration and beneficiation [J]. Applied mineralogy, 1984, 2:41-66.
- [40] Webster J D, Holloway J R, Hervig R L. Phase equilibria of a Be, U and F-enriched vitrophyre from Spor Mountain, Utah [J]. Geochim. Cosmochim., 1987, 51:389-402.

## The role of magma mingling in mineralization of the Jiama copper-polymetallic deposit in Tibet

GOU Zheng-bin, WANG Xiong-wu, PENG Hui-juan, ZHOU Yun, QIN Zhi-peng, ZHANG Qiang, LEI Chuan-yang

(College of Earth Science, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China)

**Abstract:** Lots of evidence shows that magma mingling existed in the Jiama ore deposit. It is of great geological significance to study the magma mingling. Based on tectonic and magmatic theory, this paper has established tectonic and magmatic evolutionary sequence of the Jiama ore deposit in the Gandise metallogenic belt according to structural association features and genesis of the granitoids. It is held that underplating was the direct power in the process of magma mingling, the original mechanism of mixed magma might have been the pre-mingling and emplacement that occurred at 15 Ma 40% basic end-member (mafic magma) and 60% acid end-member (granodioritic gneiss), and the re-mingling of magma happened again along with mechanical mixture. The metal elements and S in ore-forming fluid came from mantle-derived mafic magma, implying that the mingling of magma contributed to mineralization.

**Key words:** mafic enclaves; mingling of magma; mingling mechanism; contribution to mineralization

**About the first author:** GOU Zheng-bin, male, born in 1986, master candidate, mainly engages in the study of petrology, mineralogy and mineral deposits; E-mail: gouzhengbin3792@163.com.

**About the corresponding author:** WANG Xiong-wu, male, born in 1964, professor, long engages in the investigation and study of granitoids and related mineral resources; E-mail: wangxw@cduet.edu.cn.