马达加斯加 Maevatanana 金矿床岩浆混合成矿作用

杨喜安1,2)

1) 紫金矿业集团股份有限公司,福建厦门,361006;2) 中国地质科学院矿产资源研究所,北京,100037

内容提要:Maevatanana 金矿床位于马达加斯加中部。由于地表覆盖较厚,有关该金矿床的研究程度甚低。目前通过 ZK3-5 钻孔发现,在 Maevatanana 金矿区隐伏花岗岩脉下部发育金矿化,I-1 金矿体中黄铁矿 Re-Os 等时线年龄为 534±13 Ma,在泛非构造事件后 A 型花岗岩的成岩时代范围内(537~522Ma)。野外地质证据和室内试验数据表明,Maevatanana 金矿床的形成和泛非构造事件后花岗岩具有密切的成因联系。该花岗岩是幔源起源的花岗岩,当铁镁质岩浆进入长英质岩浆时,产生了大量的气液流体,萃取了长英质岩浆中的金。因此,岩浆混合作用对 Maevatanana 金矿床的形成起了重要作用。

关键词:岩浆混合;金成矿作用;金矿床;Maevatanana;马达加斯加

马达加斯加共和国位于非洲东部,与莫桑比克 隔海相望。1845年,马达加斯加首次发现金矿,但 当局禁止开采。直到1883年,当局才立法准许开采 金矿。自从金矿开发合法化以来,采金迅速成为一 个主要行业。到上世纪初,该国每年至少采金3万 盎司,在1909年马达加斯加砂金矿金的年产量达到 500 kg,第一次世界大战爆发后,马达加斯加金的产 量急剧降低,直到1929年,该地区的淘金热才重新 活跃起来。目前,估计马达加斯加每年的金产量5t 左右(杨喜安等,2014)。马达加斯加上世纪金的总 产量估计在 70 t(Andrianjakavah et al., 2007)。 Maevatanana 主要产金区集中在 Ikopa 河、 Menavava 和 Betsiboka 河所围成的不规则的区内, 其面积约为 7500 km²。开采对象为含"黑砂"的冲 积物和露出地表的含金石英脉(杨喜安等,2013a)。 然而因各种原因,迄今在该地区还没有进行工业化 开采金矿床,主要靠手工采集砂金矿。它的原生金 矿是含金石英脉,为金一石英和金一硫化物组合。 Andrianjakavah 等(2007)对产在 Maevatanana 条带 状铁建造里毫米级硫化物石英脉进行了流体包裹体 研究,认为成矿流体为变质来源。但是,这种毫米级 硫化物石英脉属金矿化,在该地区不具有代表性。

本文对马达加斯加 Maevatanana 金矿区 I-1 金矿体进行了详细的野外观察和室内研究。重点测 定了 I-1 金矿体中黄铁矿 Re-Os 同位素年龄,获得 了 Maevatanana 金矿床成矿的年代学数据;测试了 I-1 金矿体的稀土、微量元素,与隐伏花岗岩脉边 缘发育的金矿化进行了对比研究,为阐明 Maevatanana 金矿床的成因类型提供了重要依据。 在此基础上,讨论了金成矿作用。这对于该地区进 一步找矿将有着重要的启示意义。

1 区域地质

马达加斯加东部前寒武纪基底占该岛面积的 2/3。东部前寒武纪基底主要由正、副变质岩和花岗 岩组成。Ranotsara 剪切带将马达加斯加东部前寒 武纪基底分为中北部和南部(图 1), Collins 等 (2000,2002) 将马达加斯加东部前寒武纪基底的中 北部分为5个构造单元(图1)。同一个构造单元里 所有的岩石具有相似的构造历史,构造单元之间的 接触关系为区域不整合或断层。5个构造单元分述 如下:① Antongil 板块,由 3200Ma 的片麻岩和 2600~2500Ma 的花岗岩组成(Tucker et al., 1999);② Antananarivo 板块,由 2600~2500Ma 片 麻岩、820~740Ma 花岗岩和辉长岩夹层组成 (Collins 等, 2003);③ Itremo 岩片,由古元古代到 新元古代早期变质沉积岩组成(Cox et al., 1998, 2000)。Itremo 岩片叠瓦状逆冲推覆在 Antananarivo 板块上(Pique, 1999; Tucker et al., 2001; Collins et al., 2003)。Itremo 岩片变质沉积

注:本文为中国博士后科学基金(2013M541000)和全球巨型成矿带找矿勘查方法技术研究(12120113102100)共同资助的成果。 收稿日期;2014-06-04;改回日期;2014-09-30;责任编辑;黄敏。

作者简介:杨喜安,男,1972年生。工程师,主要从事矿床学与地质勘查方面的研究工作。Email: yangxianyantai@163.com。

岩与下部的片麻岩呈不整合接触,Itremo 岩片岩石 年龄为 2511±3Ma,与 Antananarivo 板块大多数片 麻岩的年龄相似;④Tsaratanana 岩片,由中晚太古 代铁镁质片麻岩组成,其 Sm/Nd 年龄和锆石捕虏 晶的 年龄 为 2700~2500Ma。该构造单元在~ 2500Ma 发生变形和变质,800~760 Ma 辉长岩侵 入该片麻岩。在 630Ma 之后该岩片再次发生挤压 变形(Kröner et al.,1999);⑤ Bemarivo带,下部由 SE-NW 向的变质沉积岩、花岗岩和片麻岩组成,上 部为挤压变形的变质火山岩 (Torsvik, 2001; Ashwal et al.,2002)。

Tsaratanana 绿岩带由 3 个弯曲的、近南北向的 绿岩带组成。Maevatanana 绿岩带是其中之一,位 于其最西侧(图 1)。Maevatanana 绿岩带的岩性主 要为:混合岩、片麻岩、角闪岩(锆石 U-Pb 年龄为 2502±2Ma)、磁铁石英岩、变质基性岩到超基性岩 (滑石岩),侵入岩为花岗岩(Benana 花岗闪长岩的 锆石 U-Pb 年龄为 779±2Ma)。在中元古代(800~ 770Ma)或晚元古代(580~520Ma)泛非构造事件中 (Yang X A et al.,2014a),马达加斯加发生了广泛 的岩浆构造活动,该绿岩带被强烈的褶皱和变质,其 变质 程度 为绿片岩相到角闪岩相(杨喜安等, 2013b)。

2 矿区地质

2.1 变质岩

(1)片麻岩:是 Maevatanana 地区出露最广泛的岩石,其矿物组成主要由 40%的浅色矿物(石英、微斜长石、正长石、斜长石和磷灰石)和 60%的暗色 矿物(角闪石、黑云母、铁氧化物和钛氧化物)组成。

(2)磁铁石英岩:磁铁石英岩产于片麻岩和角闪 岩内,呈层状产出,一般走向长度为几千米,其厚度 变化在几厘米至几米不等,该岩石为条带状构造,其 浅色条带主要为白色的石英和浸染状的磁铁矿,暗 色条带主要为磁铁矿和含铁硅酸盐,该岩石条带状 的特征符合 BIF 型的特点。

2.2 岩浆岩

(1)花岗岩:在本地区广泛分布,部分呈层状或 透镜状产于片麻岩中。花岗变晶结构。主要矿物成 分为石英、碱性长石、斜长石和黑云母。花岗岩体内 发育显微剪切带。在剪切带中,石英伟晶岩呈透镜 状产出。石英伟晶岩的主要矿物为石英、碱性长石、 黑云母,副矿物为榍石、电气石、锆石。

(2)铁镁质一超铁镁质岩:一般呈几米厚的层状



图 1 马达加斯加区域地质构造简图(据 Collins et al., 2003) Fig. 1 Geological map showing the principal tectonic units

of Madagascar (modified from Collins et al., 2003) 1—Bemarivo 带; 2—Antananarivo 地块; 3—Itremo 岩片; 4— Betsimisaraka 缝合带; 5—Antongil 地块; 6—Tsaratanana 岩片; 7— 马达加斯加南部(未细分); 8—剪切带; 9—逆断层; 10—张性剪切 带; 11—研究区. 主要城市: a—Antananarivo; f—Fianarantsoa. Mae—Maevatanana 金矿区; Ad—Andriamena 带; B—Betsileo 剪 切带; Bf—Beforona 带; If—Ifanadiana 剪切带; R—Ranotsara 剪 切带; A—Ampanihy 剪 切带; Be—Betroka 剪 切带; Ts— Tranomaro 剪切带

1—Bemarivo belt; 2—Antananarivo block; 3—Itremo sheet; 4— Betsimisaraka suture; 5—Antongil block; 6—Tsaratanana sheet; 7—southern Madagascar (not subdivided); 8—shear zone; 9 thrust; 10—extensional shear zone; 11—the study area. Principal towns: a—Antananarivo; f—Fianarantsoa. Mae—Maevatanana Au district; Ad—Andriamena belt; B—Betsileo shear zone; Bf— Beforona belt; If—Ifanadiana shear zone; R—Ranotsara shear zone; A—Ampanihy shear zone; Be—Betroka shear zone; Ts— Tranomaro shear zone 出露,常被挤压呈片麻状。根据其成分,可将其分为 两个亚类:块状的暗绿色角闪岩和丝状的浅色滑石 岩。角闪岩的矿物成分主要为镁角闪石、钠长石、磁 铁矿、云母、石英、榍石,滑石岩的矿物成分主要为直 闪石、滑石、绿泥石等。

2.3 金矿化及围岩蚀变

Maevatanana 金矿床产在片麻岩中,受剪切带 控矿,剪切带走向 NNW,倾向 SWW,倾角 40°~48° (杨喜安等,2013b)。含金石英脉宽几毫米至几十 厘米,两侧发育硅化,通常宽约几厘米至几十厘米。 其中,I-1 金矿体宽 0.1~0.8m,长 0.5 km,由含金 石英脉及其两侧矿化围岩组成(图 2),含金石英脉 中金品位为 26.44~132.22 g/t(平均 80.19 g/t)、 矿化围岩的金品位为 0.47~3.02 g/t(平均 1.12 g/



图 2 马达加斯加 Maevatanana 金矿床地质简图 (据 Andrianjakavah et al., 2007)

Fig. 2 Geological sketch map of the Maevatanana gold deposit in Madagascar (modified from Andrianjakavah et al., 2007)

1一冲积物;2一砂岩;3一砂岩、陆相沉积物;4一花岗质岩基;5一石英 闪长岩;6一角闪岩;7一片麻岩、磁铁石英岩、角闪岩、滑石岩;8一片 麻岩、角闪岩、磁铁石英岩;9一混合岩;10一片麻岩;11一断层;12一 I-1金矿体;13一Maevatanana 村

1—Alluvial sediments; 2—sandstone; 3—sandstone, continental facies; 4—granitoid batholith; 5—quartz diorite; 6 orthoamphibolite; 7—gneiss, magnetite-rich quartzite, amphibolite, soapstone; 8—gneiss, amphibolite, magnetite-rich quartzite; 9 migmatite; 10—gneiss; 11—fault; 12—I-1 gold orebody; 13 maevatanana village t)。主要金属矿物为黄铁矿,其次为黄铜矿、方铅 矿、自然金、碲金矿、碲银矿、碲金银矿、碲铋矿、碲铋 银矿等。自然金的赋存状态有两种类型:粒间金和 包裹金。石英脉内的金通常以显微金的形式存在 (粒径小于 500 μm)。但在手标本也可看到自然金 (杨喜安,2014)。

围岩蚀变主要受剪切带控制,分布在含金石英 脉两侧,另外在 ZK3-5 钻孔花岗岩脉下盘也见金矿 化。围岩蚀变主要为:黄铁矿化、硅化、黑云母化、绿 泥石化、局部弱碳酸岩化,蚀变宽度几十厘米至几米 不等。其中,黄铁矿化、硅化、黑云母化与金矿化关 系密切。

硅化是矿区重要的找矿标志,主要有以下几种 形式:①成矿流体进入剪切带,形成几十厘米至几米 的石英脉;②成矿流体进入剪切带,形成几毫米至几 厘米的细脉一网脉状石英脉;③成矿热液和围岩发 生水一岩反应,形成细粒石英,导致围岩中石英含量 增加,即硅化变质岩。硅化通常与黄铁矿化等构成 金矿体,石英脉呈乳白色、烟灰色脉状或透镜状的形 式产于剪切带中,属于后期填充。在石英脉中可见 少量的黄铁矿、黄铜矿、方铅矿。硅化自里向外由强 变弱。

黄铁矿化是矿区重要的找矿标志,往往与硅化 相伴产出,黄铁矿含量一般在5%~15%,自形一 半自形结构,在硅化带中的黄铁矿呈浸染状、星点状 和团块状分布,粒度在 0.5~10 mm。黄铁矿化由 金矿体自里向外由强变弱。

黑云母化表现为变质原岩为铁镁质的基性岩被 黑云母交代。在含金石英脉与蚀变围岩之间往往发 育几毫米厚的黑云母化。

3 样品采集与分析方法

金矿石样品采自 I-1 金矿体(S 16°57′38″, E 46°50′5.58″)、隐伏花岗岩脉边缘发育金矿化的样品 采自 ZK3-5 钻孔(S 16°58′6.27″, E 46°49′8.23″)。

3.1 Re-Os 同位素分析

黄铁矿样品的 Re-Os 同位素分析在国家地质 实验测试中心 Re-Os 同位素年代学验室完成,采用 Carius 管封闭溶样分解样品, Re-Os 同位素分析的 化学分离过程和分析方法见 Du A D 等(2004)在文 中的描述。

3.2 元素地球化学测试方法

微量元素和稀土元素的分析在核工业北京地质 研究院分析测试中心完成。采用酸溶法溶样,用 0.5 mL高纯度的 HNO₃和 2.5 mL高纯度的 HF 在高压下溶样,用 HNO₃提取并稀释定容,在双聚焦 电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS)上进行测试。

4 分析结果

4.1 黄铁矿的 Re-Os 同位素年龄

I-1 金矿体的主要矿石类型为含金石英脉及 其两侧的矿化片麻岩,金的赋存状态为粒间金和包 裹金,黄铁矿是主要的载金矿物。通过显微镜观察 薄片,粒间金和黄铁矿为共生关系;金主要以包裹金 的形式存在于黄铁矿中,反映了金与黄铁矿是同期 形成的产物(杨喜安,2014)。因此,黄铁矿的 Re-Os 同位素年龄可以代表 Maevatanana 金矿床主要矿 石类型的形成年龄。

本次对 I-1 金矿体 4 件黄铁矿样品测定的 Re 和 Os 的含量及¹⁸⁷ Re/¹⁸⁸ Os 和¹⁸⁷ Os/¹⁸⁸ Os 比值见表 1。所测¹⁸⁷ Re/¹⁸⁸ Os 和¹⁸⁷ Os/¹⁸⁸ Os 比值均扣除了全 流程空白。¹⁸⁷ Re 衰变常数采用 1.666×10⁻¹¹ a⁻¹ (±1.02%)(Smoliar et al., 1996)采用 Isoplot v. 3.0 软件(Ludwig, 2003; 图 3)对所获得的 4 组 数据进行计算,计算获得该金矿床 Re-Os 等时线年 龄为 534±13 Ma (MSWD=0.46)。

表 1 马达加斯加 Maevatanana 金矿床中黄铁矿 Re-Os 同位素数据

Table 1 Re-Os isotopic age data of pyrite from the Maevatanana gold deposit in Madagascar

| 长已 | 挫 重(∞) | ${ m Re}(imes 10^{-6})$ | | 普 Os (×10 ⁻⁶) | | $^{187}\mathrm{Os}~(imes 10^{-6})$ | | ¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os | | ¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os | |
|-------|---------------|--------------------------|-------|---------------------------|--------|-------------------------------------|--------|--------------------------------------|-------|--------------------------------------|--------|
| 件与 | 1十里(8) | 测定值 | 不确定度 | 测定值 | 不确定度 | 测定值 | 不确定度 | 测定值 | 不确定度 | 测定值 | 不确定度 |
| M40-1 | 0.698 | 2.708 | 0.032 | 0.0581 | 0.0004 | 0.0224 | 0.0002 | 224.432 | 3.060 | 2.958 | 0.029 |
| M40-2 | 0.700 | 2.655 | 0.009 | 0.058 | 0.000 | 0.022 | 0.000 | 221.482 | 1.363 | 2.9320 | 0.0231 |
| M41-2 | 0.701 | 0.874 | 0.003 | 0.0543 | 0.0006 | 0.0117 | 0.0001 | 77.585 | 0.866 | 1.648 | 0.022 |
| M42-1 | 0.701 | 0.957 | 0.004 | 0.0259 | 0.0002 | 0.0086 | 0.0001 | 178.234 | 1.359 | 2.562 | 0.026 |







4.2 Maevatanana 金矿床地球化学

含金石英脉金矿石的微量分析结果列于表 2, 金矿石的稀土元素含量较低, Σ REE = (2.85 ~ 19.62)×10⁻⁶(平均值为7.98×10⁻⁶),在稀土配分 模式图上其稀土配分形式为向右倾(图4a),轻稀土 相对富集,重稀土相对亏损,LREE/HREE = 2.88 ~12.44(平均值为8.40),(La/Yb)_N=1.99~ 19.83,Eu具有负异常(δ Eu = 0.72~1.05)。在微 量元素原始地幔标准化图上(图4b),金矿石富集稀 土元素(REE)和大离子亲石元素(LILE)Ba,La,Sm 等元素,强烈亏损高场强元素 U、Ta、Nb、Zr 和 Hf, Dy-Lu 较平坦。I-1 金矿体矿化围岩的微量分析 结果列于表 3,其稀土元素含量相对较高, Σ REE= (143.66~530.62)×10⁻⁶,在稀土配分模式图上其 稀土配分形式为略向右倾(图 5a),轻稀土相对富 集,重稀土相对亏损,LREE/HREE = 9.79~ 12.29,(La/Yb)_N=12.63~23.26,Eu 具有中等至 弱的负异常(δ Eu=0.55~0.93)。在微量元素原始 地幔标准化图上(图 5b),金矿石富集稀土元素 (REE)和大离子亲石元素(LILE)Ba、La等元素,强 烈亏损高场强元素 U、Ta、Nb、Zr 和 Hf。

ZK3-5 钻 孔 隐 伏 花 岗 岩 脉 边 缘 金 矿 化 样 品 K39、K40 的微量分析结果列于表 3,其稀土元素含 量相对较高, Σ REE=(359.75~549.99)×10⁻⁶,在 稀土配分模式图上其稀土配分形式为略向右倾(图 5a),轻稀土相对富集,重稀土相对亏损,LREE/ HREE=11.17~11.37,(La/Yb)_N=21.75~ 21.87,Eu 具有弱的负异常(∂ Eu=0.46~0.57)。 在微量元素原始地幔标准化图上(图 5b),金矿石富 集稀土元素(REE)和大离子亲石元素(LILE)Ba、 La等元素,强烈亏损高场强元素 Ta、Nb、Zr 和 Hf。

5 讨论

5.1 Maevatanana 金矿床与泛非构造事件后岩浆 岩的关系

Andrianjakavah 等(2007)对产在 Maevatanana

| 表 2 马达加其 | 斤加 Ma | evatanai | na 金矿 | 床 [-1 | 金矿体名 | 含金石英 | | | | | |
|---|-------|----------|--------|--------|--------------|--------|--|--|--|--|--|
| 脉微量及稀土元素分析结果(×10 ⁻⁶) | | | | | | | | | | | |
| Table 2 Trace element ($\times 10^{-6}$) and REE ($\times 10^{-6}$) | | | | | | | | | | | |
| composition of the gold-bearing quarz vein of $I - 1$ gold | | | | | | | | | | | |
| orebody from the Maeyatanana gold denosit in Madagasear | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | |
| | M40-1 | M40-2 | M41-1 | M41-2 | M42-1 | M42-2 | | | | | |
| Au | 26.44 | 79.56 | 132.22 | 70.67 | 66.89 | 105.33 | | | | | |
| Ag | 15.00 | 30.60 | 77.20 | 36.10 | 47.90 | 72.60 | | | | | |
| Ba | 57.10 | 106.00 | 22.60 | 40.00 | 40.20 | 334.00 | | | | | |
| Rb | 2.88 | 5.99 | 0.82 | 3.22 | 2.63 | 17.20 | | | | | |
| Sr | 13.50 | 20.10 | 17.90 | 15.20 | 20.00 | 82.20 | | | | | |
| 1a NI | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | | | | | |
| | 0.21 | 0.34 | 0.14 | 0.26 | 0.20 | 0.08 | | | | | |
| П1 7- | 0.04 | 0.07 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.27 | | | | | |
| Zr | 0.00 | 1.70 | 0.40 | 0.59 | 0.43 | 0.70 | | | | | |
| 1 S- | 0.55 | 1.01 | 0.09 | 1.94 | 0.02 | 2.30 | | | | | |
| Sc V | 1.09 | 2.47 | 0.45 | 4.07 | 2.90 5.25 | 4.04 | | | | | |
| v Cr | 4.99 | 0.95 | 3.64 | 5.00 | 0.00 790 | 10.40 | | | | | |
| Cr | 16 50 | 81 00 | 04 00 | 56 50 | 20.20 | 24 30 | | | | | |
| Ni | 21 00 | 47 60 | 74 10 | 14 30 | 20.20 | 34.60 | | | | | |
| Ga | 0.76 | 1 30 | 0.36 | 0.60 | 0.64 | 3 08 | | | | | |
| Ph | 89 | 3324 | 2758 | 2810 | 1709 | 1696 | | | | | |
| Tb | 0.13 | 0.31 | 0 10 | 0.30 | 0.17 | 0.34 | | | | | |
| IJ | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.04 | | | | | |
| La | 1.41 | 2.59 | 0.63 | 0.71 | 1.00 | 4.75 | | | | | |
| Ce | 2.52 | 4.73 | 1.06 | 1.30 | 1.76 | 8.28 | | | | | |
| Pr | 0.28 | 0.50 | 0.12 | 0.15 | 0.20 | 0.85 | | | | | |
| Nd | 1.07 | 1.87 | 0.48 | 0.63 | 0.77 | 3.19 | | | | | |
| Sm | 0.20 | 0.34 | 0.10 | 0.16 | 0.16 | 0.63 | | | | | |
| Eu | 0.05 | 0.08 | 0.03 | 0.05 | 0.05 | 0.16 | | | | | |
| Gd | 0.19 | 0.32 | 0.11 | 0.17 | 0.16 | 0.60 | | | | | |
| Tb | 0.03 | 0.04 | 0.02 | 0.04 | 0.03 | 0.09 | | | | | |
| Dy | 0.11 | 0.19 | 0.11 | 0.26 | 0.14 | 0.44 | | | | | |
| Ho | 0.02 | 0.04 | 0.02 | 0.06 | 0.03 | 0.08 | | | | | |
| Er | 0.06 | 0.10 | 0.07 | 0.18 | 0.08 | 0.24 | | | | | |
| Tm | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.04 | 0.01 | 0.04 | | | | | |
| Yb | 0.05 | 0.10 | 0.08 | 0.26 | 0.09 | 0.24 | | | | | |
| Lu | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.04 | 0.01 | 0.03 | | | | | |
| ΣREE | 5.98 | 10.92 | 2.85 | 4.04 | 4.47 | 19.62 | | | | | |

条带状铁建造毫米级含金硫化物石英脉进行了流体 包裹体研究,发现该包裹体具有富 CO₂、低盐度的特 点,认为成矿流体为变质来源。然而,作者研究显示 出与此不同的成因类型。

17.86

1.76

10.14

14.26

0.77

5.52

0.46

11.95

19.83

0.72

10.11

0.81

12.44

19.35

0.74

2.42

0.43

5.63

5.60

0.95

3.00

1.04

2.88

1.99

0.89

3.93

0.53

7.37

7.97

1.05

LREE

HREE

LREE/HREE

(La/Yb)_N

δEu

(1)ZK3-5 钻孔,隐伏花岗岩脉下盘发育金矿化。286.25~305.50 m肉红色中粗粒片麻状花岗岩(图 6),305.50 ~310.40 m黄铁矿化硅化片麻岩。在 308.3~308.40 m金品位为 0.20 g/t、



图 4 马达加斯加 Maevatanana 金矿床 I-1 金矿体含金 石英脉稀土元素球粒陨石标准值的配分曲线 (a)及微量元素的原始地幔标准化蛛网图(b) (球粒陨石及原始地幔数据据 Sun 等,1989)

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element patterns (b) for the gold ores from the gold-bearing quarz vein of I -1 gold orebody from the Maevatanana gold deposit in Madagascar (Chondrite and primitive mantle data are from Sun and McDonough, 1989)

308.70~308.80 m 金品位为 0.53 g/t, 勘查样品化 验结果 H223(308.25~309.25 m) 金品位为 0.3 g/t, 说明该金矿化和隐伏花岗岩脉密切相关。

(2)与 I-1 金矿体矿化围岩、隐伏花岗岩脉边 缘金矿化相比, I-1 金矿体含金石英脉的稀土元 素含量相对较低。但是,在稀土配分模式图上它 们都显示轻稀土相对富集,重稀土相对亏损, Eu具 有负异常,除了 I-1 金矿体含金石英脉 M42-2 样 品具弱的正 Eu 异常。在微量元素的原始地幔标 准化蛛网图上,它们均显示富集 Ba、La 等元素,强 烈亏损高场强元素 U、Ta、Nb、Zr 和 Hf,推测它们 为同一来源,即这些金矿化和隐伏花岗岩脉密切 相关。

表 3 马达加斯加 Maevatanana 金矿床 [-1 金矿体矿化围岩和隐伏花岗岩脉边缘金矿化的微量及稀土元素分析结果(×10⁻⁶) Table 3 Trace element (×10⁻⁶) and REE (×10⁻⁶) composition of the gold-bearing wall rock of [-1 gold orebody from the Maevatanana gold deposit in Madagascar and the gold mineralization underside granite vein

| 样号 | I-1 余矿体矿化围岩 | | | | | | | | | 隐伏龙岗岩支边缘全矿化 | | |
|-------------|-------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------------|--|--|
| | M43-1 | M43-2 | M43-3 | M43-4 | M43-5 | M44-1 | M44-2 | M44-3 | K39 | K40 | | |
| Au | 3.02 | 1.09 | 0.53 | 0.51 | 0.47 | 4.2 | 0.12 | 0.4 | 0.20 | 0.53 | | |
| Ag | 3.08 | 1.64 | 1.19 | 0.77 | 0.88 | 9.42 | 0.65 | 0.64 | 3.52 | 2.29 | | |
| Ba | 1086 | 1617 | 1821 | 1780 | 1757 | 1465 | 1308 | 1458 | 1334 | 1059 | | |
| Rb | 134 | 187 | 137 | 130 | 145 | 93 | 59 | 137 | 34 | 97 | | |
| Sr | 325 | 295 | 315 | 315 | 305 | 697 | 615 | 407 | 448 | 326 | | |
| Ta | 0.18 | 0.27 | 0.16 | 0.16 | 0.17 | 0.36 | 0.43 | 0.26 | 0.07 | 0.49 | | |
| Nb | 5.53 | 7.89 | 5.35 | 5.08 | 5.7 | 8.02 | 6.43 | 7.1 | 0.73 | 6.69 | | |
| Hf | 1.53 | 1.98 | 1.77 | 2.15 | 1.94 | 0.76 | 4.58 | 1.16 | 2.11 | 0.66 | | |
| Zr | 43 | 53 | 47 | 63 | 54 | 18 | 152 | 39 | 57 | 13 | | |
| Y | 19 | 27 | 19 | 19 | 19 | 36 | 33 | 16 | 50 | 33 | | |
| Sc | 14 | 17 | 14 | 13 | 15 | 23 | 16 | 16 | 1 | 17 | | |
| V | 99 | 136 | 108 | 106 | 112 | 150 | 227 | 173 | 14 | 127 | | |
| Cr | 715 | 823 | 642 | 553 | 495 | 283 | 598 | 582 | 727 | 1046 | | |
| Со | 15 | 23 | 15 | 15 | 17 | 24 | 29 | 29 | 117 | 79 | | |
| Ni | 53 | 67 | 51 | 49 | 54 | 67 | 169 | 61 | 301 | 206 | | |
| Ga | 18 | 22 | 20 | 19 | 21 | 24 | 21 | 19 | 20 | 20 | | |
| Pb | 196 | 246 | 145 | 127 | 145 | 46 | 19 | 303 | 55 | 121 | | |
| Th | 1.37 | 1.56 | 1.42 | 1.58 | 1.57 | 2.79 | 12.4 | 0.417 | 2.9 | 1.51 | | |
| U | 0.21 | 0.27 | 0.192 | 0.206 | 0.209 | 0.41 | 0.97 | 0.175 | 0.478 | 0.18 | | |
| La | 41 | 50.5 | 36.1 | 37.4 | 39.9 | 98.9 | 64.2 | 29.4 | 100 | 76.1 | | |
| Ce | 75 | 94.1 | 64 | 65.8 | 71.3 | 224 | 131 | 57.8 | 227 | 150 | | |
| Pr | 8.18 | 10.7 | 7.27 | 7.47 | 7.89 | 28.1 | 16.1 | 7.22 | 29.1 | 17.9 | | |
| Nd | 33.5 | 42.4 | 29.3 | 30.5 | 32.4 | 115 | 64.8 | 29.2 | 123 | 70.8 | | |
| Sm | 5.74 | 7.68 | 5.12 | 5.3 | 5.53 | 21 | 12.8 | 5.17 | 22.4 | 13.4 | | |
| Eu | 1.41 | 1.62 | 1.12 | 1.15 | 1.16 | 3.69 | 2.79 | 1.55 | 3.28 | 2.46 | | |
| Gd | 5.44 | 7.08 | 4.87 | 5.01 | 5.12 | 19.3 | 11.3 | 4.82 | 20.5 | 12.4 | | |
| Tb | 0.75 | 1.01 | 0.67 | 0.7 | 0.74 | 2.33 | 1.51 | 0.681 | 2.59 | 1.62 | | |
| Dy | 3.48 | 4.93 | 3.37 | 3.44 | 3.53 | 8.59 | 6.74 | 3.25 | 10.7 | 7.03 | | |
| Ho | 0.67 | 0.93 | 0.65 | 0.66 | 0.68 | 1.43 | 1.2 | 0.61 | 1.84 | 1.23 | | |
| Er | 1.98 | 2.71 | 1.94 | 1.94 | 2.02 | 4.35 | 3.36 | 1.78 | 5.3 | 3.54 | | |
| Tm | 0.3 | 0.43 | 0.3 | 0.31 | 0.32 | 0.47 | 0.41 | 0.261 | 0.585 | 0.427 | | |
| Yb | 1.9 | 2.73 | 1.95 | 1.99 | 2.02 | 3.05 | 2.4 | 1.67 | 3.28 | 2.51 | | |
| Lu | 0.27 | 0.4 | 0.29 | 0.29 | 0.3 | 0.4 | 0.32 | 0.245 | 0.41 | 0.333 | | |
| ΣREE | 179.61 | 227.22 | 156.94 | 161.96 | 172.91 | 530.62 | 318.93 | 143.66 | 549.99 | 359.75 | | |
| LREE | 164.83 | 207 | 142.91 | 147.62 | 158.18 | 490.69 | 291.69 | 130.34 | 504.78 | 330.66 | | |
| HREE | 14.78 | 20.22 | 14.03 | 14.34 | 14.73 | 39.93 | 27.24 | 13.32 | 45.21 | 29.09 | | |
| LREE/HREE | 11.15 | 10.24 | 10.18 | 10.29 | 10.74 | 12.29 | 10.71 | 9.79 | 11.17 | 11.37 | | |
| $(La/Yb)_N$ | 15.48 | 13.27 | 13.28 | 13.48 | 14.17 | 23.26 | 19.19 | 12.63 | 21.87 | 21.75 | | |
| δEu | 0.76 | 0.66 | 0.68 | 0.67 | 0.66 | 0.55 | 0.69 | 0.93 | 0.46 | 0.57 | | |

(3)Maevatanana 金矿床 Re-Os 等时线年龄 (534 \pm 13 Ma),和 Antanimbary 花岗岩的重结晶锆 石年龄(528Ma)接近(杨喜安,2014),在泛非构造事 件后 A 型花岗岩的成岩时代范围内(537~522Ma) (Tucker et al., 1999; Kröner et al., 1999; Meert et al., 2001; Buchwaldt et al., 2003; Goodenough et al., 2010)。在 Betsiboka 花岗岩带(2552.2 \pm 6.1 Ma)、Antanimbary 花岗岩体(746.9Ma)、 Antasakoamamy 花岗岩体(728.9~726.5Ma之间) 广泛分布砂金矿点或岩金矿点(Yang X A et al., 2014a),这些砂金矿点或岩金矿点是岩金矿的间接 或直接找矿标志,暗示金成矿时间晚于该花岗岩的 形成;在 Maevatanana 火山岩(150Ma)地区(Yang X A et al.,2014b),没有砂金矿点或岩金矿点的分 布,表明金成矿时间早于火山岩,说明所获得的黄铁 矿 Re-Os 等时线年龄是可靠的。该金矿床的年龄



1443

图 5 马达加斯加 Maevatanana 金矿床 I-1 金矿体矿化围岩和花岗岩脉边缘金矿化的稀土元素球粒陨石标准值的配分曲线 (a)及微量元素的原始地幔标准化蛛网图(b)(球粒陨石及原始地幔数据据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element patterns (b) for the gold ores from the gold-bearing wall rock of I -1 gold orebody from the Maevatanana gold deposit in Madagascar and the gold mineralization underside granite vein (Chondrite and primitive mantle data are from Sun and McDonough, 1989)

| | 孔深 | 柱状图 | | 岩性 | 样号 | 采样 自 | 位置 | 样长 | Au (g/t) |
|---------------------|---------|---|--------------|------------------|--------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------|----------------------|
| | 286.25m | 2/2/2 | | 黑云斜长片麻岩 | | | | | |
| OPMR | 305.50m | $\begin{vmatrix} + & \sim \\ + & + \\ + & \sim \end{vmatrix}$ | | 肉红色中粗粒 片麻状花岗岩 | | | | | |
| | 310.40m | (j) (j) (j) | ∎K39]K40 | 黄铁矿化硅化片 麻岩 | K39 K40 H223 | 308.30 308.70 308.25 | 308.40 308.80 309.25 | 0.10 0.10 1.00 | 0.20 0.53 0.30 |
| OPMR En also man | | | | 黑云斜长片麻岩 | | | | | |

图 6 马达加斯加 Maevatanana 金矿床 ZK3-5 钻孔隐伏花岗岩脉边缘发育金矿化

Fig. 6 There are gold mineralization underside the granite vein in ZK3-5 drill hole from the

Maevatanana gold deposit in Madagascar

与泛非构造事件后 A 型花岗岩的年龄一致,说明 Maevatanana 金矿床金成矿作用和泛非构造事件后 岩浆活动有关。

5.2 岩浆混合和金成矿作用

Maevatanana 金矿床成矿年龄(534Ma)在泛非 构造事件冈瓦纳碰撞后花岗岩(537~522Ma)的年 龄范围内(Tucker et al., 1999; Kröner et al., 1999; Meert et al., 2001; Buchwaldt et al., 2003; Goodenough et al., 2010),表明金矿床形成于泛非 造山期东西冈瓦纳碰撞后。Goodenough 等(2010) 认为泛非造山期东西冈瓦纳碰撞后期,板块断裂,软 流圈上涌。热的富含挥发分的铁镁质岩浆底侵导致 区域热流值升高,下地壳部分熔融,产生了长英质岩 浆(XuYG et al., 2004)。随后,部分铁镁质岩浆 进入长英质岩浆,形成泛非构造事件后幔源起源的 花岗岩。我们的研究揭示了成矿流体具有壳幔混合 来源的特征。H、O、S、He和Ar同位素组成表明成 矿物质主要来源于地壳,部分来源于地幔(杨喜安, 2014)。这个成矿特征和冈瓦纳大陆的一些金矿床 相似。激光拉曼探针分析表明成矿流体中含有 CO₂、SO₂和H₂O(杨喜安,2014)。因此,作者认为 部分 CO₂、SO₂、H₂O 来自富含挥发分的湿的幔源岩 浆(Turner et al., 1983)。另外,当热的湿的铁镁质 岩浆进入长英质岩浆房时,在铁镁质岩浆和长英质 岩浆界面,产生了大量的挥发分(Eichlberger, 1980)。Harris 等(1993) 发现不含气体的岩浆(例 如脱水熔融)形成的花岗岩具有高 Rb/Sr 值(10~ 4),含气体的岩浆形成花岗岩的 Rb/Sr<4。幔源起 源的泛非构造事件后花岗岩 Rb/Sr < 4(Rb/Sr = 0.02~1.54,平均值 0.41) (Googenough et al., 2010),说明形成该花岗岩的岩浆中含有大量的气 体。众所周知,硅酸盐岩浆中的挥发分主要是 H₂ O、其次是 CO₂、SO₂、H₂S、HCL、HF 等。激光拉曼 探针分析表明该成矿流体中含有 $H_2O_xCO_2$ 和 SO_2 , 意味着这种幔源起源的长英质岩浆中的挥发分主要 为 $H_2O_xCO_2$ 和 SO_2 。壳幔混合岩浆作用产生的 H_2 O、CO2、SO2等对 Maevatanana 金矿床的形成具有 重要的作用(Sun X M et al., 2009)。

中酸性岩浆中初始水的含量为 2.5%~6.5 % (平均值3.0%),岩浆中初始水含量对矿床的形成 具有很大的作用(Candela et al., 1995)。但是,在 岩浆结晶过程中,岩浆中初始水达到过饱和并发生 流体相出溶作用的时间,对金矿床的形成具有更大 的作用(Roedder, 1992)。在岩浆结晶时,金可以进 入铁镁质硅酸盐矿物中。如果岩浆很晚达到过饱 和,那么岩浆中的金就会进入结晶相而分散。反之, 如果岩浆很早达到水过饱和并发生流体相的出溶, 那么大量的金将进入流体相。岩浆能否较早达到水 过饱和取决于两方面:①岩浆初始水含量较高;②岩 浆结晶压力。岩浆中水的溶解度与压力成正比,如 果岩体侵位较浅,将有利于流体的出溶。比如初始 水含量为2.5%的安山岩浆,在8km深度结晶,则需 要 59%的熔体结晶才能达到水过饱和;在 4km 深度 结晶,只需 39%的熔体结晶(王奖臻等,2001)。 Maevatanana 金矿床的成矿深度为 8.8~9.8km,有 利于岩浆流体相的出溶(杨喜安,2014)。

岩浆中水的溶解度也受成分的影响。 Webester (1992)的实验结果表明,酸性岩浆中水 的溶解度按强碱性花岗岩、偏碱性花岗岩、正长石花 岗岩的顺序降低,即随碱性程度的降低而降低。该 碰撞后花岗岩为高钾钙碱性(Googenough et al., 2010),有利于岩浆流体相的出溶。 此外,在岩浆演化过程中如果有外来水的加入, 将对流体的出溶产生重要的影响。冈瓦纳碰撞后 期,在壳幔岩浆混合过程中,幔源岩浆带入的水和壳 幔岩浆混合作用产生的水提高了岩浆的水含量,从 而促进了流体相的出溶。壳幔混合岩浆作用产生大 量的水是岩浆流体相出溶的主要原因。

Oxtoby 等 (1978) 研究发现在氧化态的岩浆中 硫以 S⁴⁺形式为主,在还原型岩浆中硫以 S²⁻形式为 主。S²⁻在硅酸盐熔体中溶解度低(Carroll et al., 1985),因此在低氧逸度条件下结晶分异的岩浆易 达还原硫饱和,硫化物释出。如果岩浆经历早期硫 化物分离,那么岩浆中绝大部分金元素进入早期堆 晶岩中的硫化物相中,而难以进入岩浆一热液流体 中,不利于高品位金矿床的形成。在较高氧逸度条 件下,岩浆中的硫主要以 S⁴⁺存在于岩浆中,氧化态 硫在岩浆中溶解度较高(Gaetani et al., 1997),不 易达到饱和,即使达硫饱和也只形成不富金的石膏 矿物,岩浆中的金在岩浆结晶分异过程中富集 (Liang H Y et al., 2006)。该流体包裹体中含 SO2,说明来自氧化态岩浆的成矿流体形成了低硫 化物,高品位(26~132g/t)的 Maevatanana 金矿床。 Sigurdsson (1990)、Pallister (1992)和 Hattor (1993) 对现代火山研究表明, 玄武质岩浆底侵导致 下地壳部分熔融,玄武质岩浆和长英质岩浆混合带 入和产生大量富含硫的挥发分,意味着岩浆中的 SO₂来自壳幔岩浆混合作用。SO₂萃取了岩浆中的 金,与金形成了 Au(HSO₃)²⁻ (Pokrovski et al., 2009)。

Phillips 等 (2004) 通过比较富 CO₂ 流体(10 mol% CO₂)和贫 CO₂流体(0.1 mol% CO₂)的含金 性对比研究,提出 CO2在金成矿过程中起关键作用, 主要是缓冲了流体的 pH 值,提高了流体中 Au 的 含量,保持 Au 与硫的络合作用和络合物的迁移。 然后在化学条件有利的容矿岩石中使 Au 沉淀。 Lai J 等(2007)建议富 CO₂ 的气体能够运输大量的 Cu、Au。Lowenstem (2001) 认为 CO₂ 有利于产生 含金属的气体。Klein 等 (2010) 建议 CO₂的作用: ①运输金的络合物,②为金的运输和沉淀提供足够 的物理化学条件。卢焕章(2008)通过对 Hollinger-Mcintyre 金矿床石英流体包裹体研究发现 CO₂的 含量小于 0.05%时,石英脉一般不含金。以上说明 CO2在金成矿过程中起着重要的作用。但是,Au离 子和 CO₂ 的化学键不强,因此,作者认为 CO₂ 可能是 SO_2 和 Au 离子生成硫的络合物 Au(HSO₃)₂-的催

1445

化剂,CO2加速了 SO2萃取岩浆中的金。该金矿床 成矿流体由低盐度流体和高盐度流体组成,高盐度 流体可能为岩浆流体,低盐度流体为大气降水,与氢 氧同位素的组成一致。氢氧同位素证明成矿流体来 源于岩浆水,在流体上升过程中与大气降水混合(杨 喜安,2014)。低盐度流体由水溶液包裹体组成,高 盐度流体为水溶液包裹体和 CO₂-H₂O 包裹体(杨 喜安,2014),因此我们认为 CO2来自岩浆流体。该 金矿床的容矿片麻岩不含碳酸盐矿物、石英中富水 包裹体和 CO₂包裹体共生,建议在成矿过程中 CO₂ 来源于富 CO₂的岩浆(Garba 等, 1992),这种高温、 高盐度、富 CO₂的流体包裹体显示了一个明显的岩 浆特征(Yao Y, 1999; Mao J W et al., 2003)。 Bertelli 等 (2010) 对角砾岩筒的流体包裹体进行了 研究,该角砾岩筒和铜金矿床有成因联系,发现 CO2 来源于铁镁质岩浆和壳源岩浆的混合作用。另外, 惰性气体的 He-Ar 同位素表明成矿流体含有幔源 的成分,金成矿作用和泛非构造事件后岩浆作用同 时代。因此,这种富 CO₂的成矿流体来源于幔源起 源的碰撞后花岗岩,而不是容矿片麻岩。

依据火山喷发模式(Fisher et al., 1984; Schmincke, 2004),推测这种幔源起源的岩浆在上 升过程中,将分离为成矿流体和岩浆。在东西冈瓦 纳碰撞后期,构造背景由挤压转为伸展环境,早期的 剪切带成为有利的容矿构造。当成矿流体进入张性 剪切带时,温度、压力下降、流体沸腾导致成矿流体 中 CO₂、SO₂、H₂O等大量逃逸,流体盐度、pH 值随 之升高,发生还原反应,金等成矿物质快速沉淀,形 成金矿床。

我国金属矿产分布具有较强的区域性,如胶东 金矿、西秦岭金矿、冀东铁矿、华南钨矿、云南多金属 矿床等,这种矿产分布格局和地壳的组成有关。地 球形成时由不同成分、不同时代的地块拼合而成,壳 幔岩浆混合作用产生的 CO₂、SO₂、H₂O 等气液流体 萃取了壳源岩浆房中的金属元素,导致了成矿的区 域性。

6 结论

(1) Maevatanana 金矿床的成矿年龄为 534±13 Ma;

(2)Maevatanana 金矿床和泛非构造事件后花 岗岩具有密切的成因联系;

(3)岩浆混合作用对 Maevatanana 金矿床的形成起了重要作用。

致谢:本文在我的导师陈毓川院士、刘家军教授 指导下完成,在此表示衷心的感谢。

参考文献

- 卢焕章. 2008. CO₂流体与金矿化:流体包裹体的证据. 地球化学, 37(4): 321~328.
- 王奖臻,李朝阳,胡瑞忠. 2001. 斑岩铜矿床研究的若干进展. 地球 科学进展,16(4):514~519.
- 杨喜安,刘善宝,李海松,李鹏. 2013a. 马达加斯加 Maevatanana 地 区金矿床研究进展. 地质科技情报,32(5):126~130.
- 杨喜安,刘善宝,王光良,黄凡,李鹏,王成辉. 2013b. 马达加斯加 Maevatanana 金矿床构造控矿特征.黄金,34(9):16~22.
- 杨喜安,刘善宝,赵宪东. 2014. 马达加斯加金矿床成因及找矿标志 研究.黄金科学技术,22(2): 1~6.
- 杨喜安. 2014. 马达加斯加 Maevatanana 金铁矿区中酸性岩浆岩演 化与金成矿作用. 中国地质科学院博士后出站报告. 北京:中 国地质科学院,1~174.
- Andrianjakavah P, Salvi S, Béziat D, Guillaume D, Rakotondrazafy M, Moine B. 2007. Textural and fluid inclusion constraints on the origin of the banded-iron-formation-hosted gold deposits at Maevatanana, centralMadagascar. Miner Deposita, 42: 385 ~398.
- Ashwal L D, Demaiffe D, Torsvik T H. 2002. Petrogenesis of Neoproterozoic granitoids and related rocks from the Seychelles: the case for an Andean-type arc origin. Journal of Petrology, 43: 45~83.
- Bertelli M, Baker T. 2010. A fluid inclusion study of the Suicide Ridge Breccia Pipe, Cloncurry district, Australia: Implication for Breccia Genesis and IOCG mineralization. Precambrian Research, 179: 69~87.
- Buchwaldt R, Tucker R D, Dymek R F. 2003. Geothermobarometry and U-Pb geochronology of metapelitic granulites and pelitic migmatites from the Lokoho region, Northern Madagascar. American Mineralogist, 88: 1753 \sim 1768.
- Candela P A , Piccoli P M. 1995. Moldel ore-met al part itioning from melts into vapor and vapor/brine mixtures. In: Thompson J F H, ed. Magmas, Fluids, and Ore Deposits. Ottawa: M interalogical Association of Canada, 101~127.
- Carroll M R, Rutherford M J. 1985. Sulfide and sulfate saturation in hydrous silicate melts. Journal of Geophysical Research, 90: $601 \sim 612$.
- Collins A S, Razakamanana T, Windley B F. 2000. Neoproterozoic extensional detachment in central Madagascar: implications for the collapse of the East African Orogen. Geological Magazine, 137: 39~51.
- Collins A S, Windley B F. 2002. The tectonic evolution of central and northern Madagascar and its place in the final assembly of Gondwana. Journal of Geology, 110: 325~340.
- Collins A S, Fitzsimons I C W, Hulscher B. 2003. Structure of the eastern margin of the East African Orogen in central

Madagascar. Precambrian Research, 123: 111~133.

- Cox R, Armstrong R A, Ashwal L D. 1998. Sedimentology, geochronology and provenance of the Proterozoic Itremo Group, central Madagascar, and implications for pre-Gondwana palaeogeography. Journal of the Geological Society, London, 155: 1009~1024.
- Cox R, Coleman D S, Wooden J L. 2000. SHRIMP data from detrital zircons with metamorphic overgrowths reveal tectonic history of the Proterozoic Itremo Group, central Madagascar. GSA Abstracts with Programs, 37: A248.
- Du A D, Wu S Q, Sun D Z, Wang S X, Qu W J, Richard M, Holly S, John M, Dmitry M. 2004. Preparation and Certification of Re-Os Dating Reference Materials: Molybdenite HLP and JDC. Geostandard and Geoanalytical Research, 28(1): 41~52.
- Eichlberger J C. 1980. Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma reservoirs. Nature, 288: 466 ~450.
- Fisher R V, Schmincke H-U. 1984. Proclastic Rocks. Berlin: Springer-Verlag, pp 472.
- Gaetani G A, Grove L T. 1997. Partitioning of moderately siderophile elements among olivine, silicate melt, and sulfid emelt: constraints on core formation in the Earth and Mars. Geochim Cosmochim Acta, 61: 1829~1842.
- Garba I, aKande S L. 1992. The origin and significance of nonaqueous CO₂ fluid inclusions in the auriferous veins of Bin Yauri, north-western Nigeria. Mineralium Deposita, 27: 249~ 255.
- Goodenough K M, Thomas R J, Waele B De, Key R M, Schofield D I, Bauer W, Tucker R D, Rafahatelo J-M, Rabarimanana M, Ralison A V, Randriamananjara T. 2010. Post-collisional magmatism in the central East African Orogen: The Maevarano Suite of north Madagascar. Lithos, 116: 18~34.
- Harris N, Inger S, Massey J. 1993. The role of fluids in the formation of High Himalayan leucogranites. In: Treloar PJ, Searle MP (eds) Himalayan tectonics. Spec Publ Geol Soc Lond, vol 74. Geological Society, London, 391~400.
- Hattori K. 1993. High-sulfur magma, a product of fluid discharge from underlying mafic magma: evidence from Mount Pinatubo, Philippines. Geology, 21: 1083~1086.
- Klein E L, Fuzikawa K. 2010. Origin of the CO₂-only fluid inclusions in the Palaeoproterozoic Carará vein-quartz gold deposit, Ipitinga Auriferous District, SE-Guiana Shield, Brazil; Implications for orogenic gold mineralization. Ore Geology Reviews, 37: 31~40.
- Kröner A, Windley B F, Jaeckel P, Brewer T S, Nemchin A, Razakamanana T. 1999. New zircon ages and regional significance for the evolution of the Pan-African orogen in Madagascar. Journal of the Geological Society, 156: 1125 ~1135.
- Lai J, Chi G. 2007. CO₂-rich fluid inclusions with chalcopyrite daughter mineral from the Fenghuangshan Cu-Fe-Au deposit, China: implications for metal transport in vapour. Mineralium

Deposita, 42: 293~299.

- Liang H Y, Campbell I H, Allen C, Sun W D, Liu C Q, Yu H X, Xie Y W, Zhang Y Q. 2006. Zircon Ce⁴⁺/Ce³⁺ ratios and ages for Yu long ore-bearing porphyries in eastern Tibet. Mineralium Deposita, 41: 152~159.
- Lowenstern J B. 2001. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems. Mineralium Deposita, 36: 490 \sim 502.
- Ludwing K R. 2003. ISOPLOT 3. 00: A Geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1~70.
- Mao J W, li Y Q, Goldfarb R, He Y. 2003. Fluid inclusion and noble gas studies of the Dongping gold deposit, Hebei Province, China: a mantle connection for mineralization. Economic Geology, 98: 517~534.
- Meert G J. 2001. Growing Gondwana and Rethinking Rodinia: A Paleomagnetic Perspective. Gondwana Research, 4: 279~288.
- Oxtoby S, Hamilton D L. 1978. The discrete associat ion of water with Na₂O and SiO₂ in NaAl silicate melts. Contributions to Mineralogy and Petrology, 66: 185~188.
- Pallister J S. 1992. A basalt t rigger for the 1991 erupt ions of Pinatubo volcano?. Nature, 356: 426~428.
- Pique A. 1999. The geological evolution of Madagascar: an introduction. Journal of African Earth Sciences, 28: 919~930.
- Phillips G N, Evans K A. 2004. Role of CO₂ in the formation of gold deposits. Nature, 429: 860~863.
- Pokrovski G S, Tagirov B R, Schott J, Hazemann J L, Proux O. 2009. A new view on gold speciation in sulfur-bearing hydrothermal fluids from in situ X-ray absorption spectroscopy and quantum-chemical modeling. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73: 5406~5427.
- Roedder E. 1992. Fluid inclusion evidence for immiscibility in magmatic dif ferentiation. Geochimica et Cosmochimica Acta, $56: 5\sim 20.$
- Schmincke H-U. 2004. Volcanism: New York: Springer Beilin Heidelberg, 324.
- Sigurdsson H. 1990. Pre-eruption compositional grasients and mixing of andesite and dacite magma erupted from Nevado del Ruiz Vilcano, Colombiain in 1985. Journal of Vocanology and Geothermal Research, 41: 127~151.
- Smoliar M L, Walker R J, Morgan J W. 1996. Re-Os ages of group I A, II A, IV A and IV B iron meteorites. Science, 271: 1099~ 1102.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for the mantle composition and process. In: Saunder A D, Norry M J, eds. Magmatism in the Ocean Basins. London: Geological Society, 42, 313~345.
- Sun X M, Zhang Y, Xiong D X, Sun W D, Shi G Y, Zhai W, Wang S W. 2009. Crust and mantle contributions to gold-forming process at the Daping deposit, Ailaoshan gold belt, Yunnan, China. Ore Geology Reviews, 36: 235~249.
- Torsvik T H. 2001. Rodinia refined or obscured: palaeomagnetism

of the Malani igneous suite (NW India). Precambrian Research, 08: 319~333.

- Tucker R D, Ashwal L D, Handke M J. 1999. U-Pb geochronology and isotope geochemistry of Archean and Proterozoic rocks of north-central Madagascar. The Journal of geology, 107: 135 ~154.
- Tucker R D, Kusky T M, Buchwaldt R. 2001. Neoproterozoic nappes and superimposed folding of the Itremo Group, westcentral Madagascar. Geological Society of America, Abstracts with Programs, 33: A448.
- Turner J S, Huppert H E, Sparks S J. 1983. An experimental investigation of volatile exsolution in evolving magma chambers. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 16: 263~277.
- Webster J D. 1992. Water solubility and chlorine part it ioning in Clrich granit csystems: Effects of melt composition at 2 kbar and 800°C. Geochimica et Cosmochimica Acta, 56: 679~687.
- Xu Y G, Huang X L, Ma J L, Wang Y B, Iizuka Y, Xu J F, Wang Q, Wu X Y. 2004. Crust-mantle interaction during the tectono-thermal reactivation of the North China Craton: constraints

from SHRIMP zircon U-Pb chronology and geochemistry of Mesozoic plutons from western Shandong. Contributions to Mineralogy and Petrology, 147: 750~767.

- Yang X A, Chen Y C, Liu S B, Hou K J, Chen Z Y, Liu J J. 2014a. U-Pb zircon geochronology and geochemistry of Neoproterozoic granitoids of the Maevatanana area, Madagascar: implications for the Neoproterozoic breakup of Rodinia and subsequent amalgamation. International Geology Review, 57: 1633~1649.
- Yang X A, Chen Y C, Hou K J, Liu S B, Liu J J. 2014b. U-Pb zircon geochronology and geochemistry of Late Jurassic basalts in Maevatanana, Madagascar: implications for the timing of separation of Madagascar from Africa. Journal of African Earth Sciences, 100: 569~578.
- Yao Y, Morteani G, truMBell R B. 1999. Fluid inclusions microthermometry and the P-T evolution of gold-bearing hydrothermal fluids in the Niuxinshan gold deposit, eastern Hebei Province, NE China. Mineralium Deposita, 34: 348 ~365.

Magma Mixing and Gold Mineralization of the Maevatanana Gold Deposit in Madagascar

YANG Xi'an^{1,2)}

Zijin Mining Group Company Limited, Xiamen, Fujian, 361006;
 Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037

Abstract

Maevatanana gold deposit is located in the central part of Madagascar. Because of thick sediments, very little paper is reported about the Maevatanana gold deposit in Madagascar. In the Maevatanana gold district, ZK3-5 drill hole shows gold mineralization underside the granite vein, and the timing of metallogenesis at 534 ± 13 Ma, as determined by the ¹⁸⁷Re-¹⁸⁷Os isochron age on pyrite. This is virtually coeval with the emplacement of post-collisional granite between 537 and 522 Ma during the waning stages of the East African Orogen. Field observation and experiment data indicate that the Maevatanana gold deposit is closely associated with the post-collisional granites after the East African Orogen, which were derived from mantle. The mafic magmas underplated the lower crust, generating voluminous felsic magmas by partial melting of the lower crust. Meanwhile, felsic-mafic magma mixing during the tectono-thermal reactivation of the East African Orogen produced voluminous volatiles. The volatiles extracted gold in the felsic magmas. Therefore, magma mixing during the tectono-thermal reactivation of the formation of the formation of the Maevatanana gold deposit.

Key words: magma mixing; gold mineralization; gold deposit; Maevatanana; Madagascar