

湖南万古金矿成矿流体地球化学

李红艳 毛景文

(中国地质科学院矿床地质研究所, 北京)

提 要: 江南古陆上广泛发育产于元古宇浅变质岩系中的似层状金矿, 有关它们的成因一直颇多争议。万古金矿位于江南古陆金矿成矿带中段, 通过对其矿床地质地球化学、流体包裹体地球化学以及同位素地球化学等方面的研究, 提出了该金矿成矿流体具明显的幔源特征, 主成矿期为燕山晚期的新认识。

关键词: 江南古陆 金矿床 地幔流体

江南古陆是我国南方一条重要的金矿成矿带, 它东起浙江绍兴, 西至黔东、桂北, 东西长约 1500 km, 其内发育一系列产于元古宇 (少数为古生界) 浅变质岩系中的似层状金矿床。该成矿带自东向西, 岩浆活动明显减弱, 到湖南西部达最弱。有关该带金矿的形成年代及成因, 目前存在多种认识。在形成年代上, 有武陵-雪峰期、加里东期和印支-燕山期之分, 对于它们的成因, 则有变质热液、岩浆热液、海底喷流热泉成因以及多因复成等众多观点^[1-5]。湖南境内, 由于金矿床在空间上与岩浆岩的关系不明显, 因此被进一步论证为, 金在元古宙初步富集, 于雪峰期区域变质作用中活化成矿^[6]。

万古金矿位于湖南省平江县城西南 12 km 处, 地处江南古陆金矿成矿带中段, 是湘东北地区九十年代发现的一新的中型金矿, 具有江南古陆金矿的典型特点。矿床地质地球化学、流体包裹体地球化学及同位素地球化学研究表明, 万古金矿的成矿流体具有明显的深源特征, 成矿作用亦主要发生在燕山期。本文拟对该矿床成矿流体地球化学特征进行探讨。

1 区域地质背景

湖南万古地区地层出露简单, 主要有中元古代冷家溪群、石炭系、二叠系、白垩系衡阳群及第四系。其中冷家溪群最为发育, 厚度可达 20000 m 左右, 为一套含火山碎屑物质的半深海-深海盆地平原-海底扇浊流沉积岩, 变质程度低, 仅达低绿片岩相, 岩性以板岩、粉砂质板岩、细砂质板岩、变质砂岩、变质杂砂岩为主, 下部发育沉凝灰岩, 局部夹拉斑玄武岩、科马提质玄武岩、细碧岩、石英角斑岩等。冷家溪群岩石金含量高, 具高 Au-As-Sb-W 的元素组合。从早到晚, 冷家溪群可分出雷神庙组、黄浒洞组、小木坪组和坪原组四个岩性段。万古金矿赋存于冷家溪群坪原组中。

本区区域上岩浆活动以花岗质岩浆为主, 从早到晚有武陵期长三背花岗岩闪长岩体、加里东期张坊花岗岩体及燕山期连云山、望湘、金井花岗岩体 (图 1)。它们均属地壳重熔型花岗岩。而在万古金矿矿区范围内岩浆活动较弱。

本区构造以断裂为主, 主要有 NW (W) 向、NE 两组。万古金矿位于由 NE 向的城步-桃江-浏阳深大断裂、宁乡-湘阴深断裂及 NW 向的南县-汨罗深断裂控制的三角地带。研究区内 NW (W) 向断裂最为发育, 为主要的控矿构造, 具有形成时间长、多次活动的特点, 而 NE 向断裂主要为导矿构造。

2 矿区地质概况

万古矿区现已查明的金矿脉共 13 条, 沿 NW (W) 向的断裂破碎带成群产出, 走向 NW 或近 EW, 倾向 NE 至 NNE, 倾角中等, 矿脉长 350~1420 m, 厚 0.33~15.50 m, 多呈似层状、透镜状产出, 矿 (化)

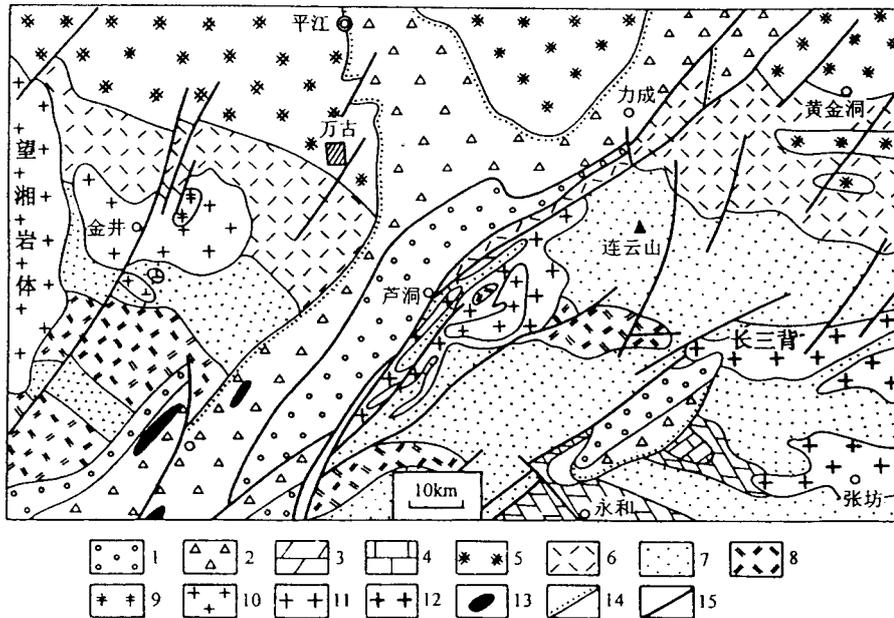


图1 万古地区区域地质图

1—白垩系东塘组；2—白垩系戴家坪组；3—石炭系；4—二叠系；5—冷家溪群坪原组；6—冷家溪群小木坪组；7—冷家溪群黄浒洞组；8—冷家溪群雷神庙组；9—燕山期第三期二长花岗岩；10—燕山期第二期二长花岗岩；11—加里东期石英闪长岩；12—雪峰期花岗闪长岩；13—白垩纪粗玄岩和玄武岩；14—不整合界面；15—断裂

体膨大缩小，分枝复合明显。本区围岩蚀变作用较弱，以硅化、褐铁矿化、黄铁矿化为主，局部可见碳酸盐化。

该区金矿石可分为蚀变破碎板岩型、石英脉型、构造角砾岩型和金锑石英脉型四个类型，其中以前两者最为发育。金矿石成分较简单，脉石矿物主要为石英、长石、云母、绿泥石及少量白云石、电气石、粘土矿物。金属矿物以黄铁矿、毒砂为主，还有辉锑矿、赤铁矿、自然金以及少量方铅矿、铁闪锌矿、黄铜矿、磁铁矿、硬锰矿、白钨矿、锆石、金红石、锡石。金品位一般数克/吨至十几克/吨。

本区金矿化共分为3个阶段：①黄铁矿-毒砂阶段；②自然金-黄铁矿-毒砂-石英阶段；③辉锑矿-石英阶段。其中第二阶段为本区金的主要成矿期。本区金多是以自然金的形式存在于石英、黄铁矿、毒砂的裂隙或晶格间隙内，石英型矿石中常见明金，另外毒砂中可能还有少量晶格金。

3 流体包裹体地球化学

3.1 流体包裹体类型及特征

对万古矿区四种类型金矿石、深部钻孔中石英脉型矿石以及成矿期后乳白色石英脉进行了流体包裹体研究。该区脉石英中流体包裹体较发育，尤其是石英脉型矿石中流体包裹体不仅数量多，而且个体较大，但总的说来，本区流体包裹体类型单一，以气液相包裹体为主，另有少量含液相 CO_2 包裹体。

第一矿化阶段的石英中均为气液相包裹体，以长条形、椭圆形、不规则形态为主，个体较小，一般为 $1\sim 4\ \mu\text{m}$ ，气液比值一般 $< 10\%$ ，最高可达 13% 。

第二矿化阶段石英中发育有气液包裹体、含液相 CO_2 包裹体，而后者仅见于似层状石英脉型矿石中。这期气液包裹体形态较规则，多呈矩形、梯形、三角形、六边形和多边形，个体较大，一般数微米，最大

可达十余微米，气相占整个包裹体体积的 10%~30%。含液相 CO₂ 包裹体往往呈不规则多边形，个体较大，一般为 4 μm×8 μm 至 6 μm×12 μm，液相 CO₂ 呈圆环状围绕气泡分布，与液相、气相均有明显的界限。这类包裹体中气相占 15%~18%，液相 CO₂ 所占比例一般小于 5%。

第三矿化阶段均为气液相包裹体，呈多边形和不规则形态，大小一般为 1 μm×1 μm 至 3 μm×8 μm，气液比小，一般小于 5%。

3.2 均一温度

流体包裹体均一温度测定是在 Leitz1350 热台上进行的，测定精度为 ±1 ℃。共测得 109 个均一温度数据，其温度变化范围较大，为 102~322 ℃。在均一温度直方图（图 2）上出现了 160~175 ℃、220~235 ℃ 两个峰值区间，它们分别代表了第一期和第二期矿化阶段的形成温度，反映出本区金矿化形成于中低温环境中。由于本区金矿化主要发生于第二矿化阶段，因此 220~235 ℃ 代表其成矿高峰期的温度。本区第三矿化阶段以形成含金辉锑矿石英脉为特征，辉锑矿沿早期石英脉的微张裂隙充填。早期石英呈浅灰色，透明度差，其均一温度为 228~236 ℃。与辉锑矿共生的石英呈乳白色，其均一温度介于 106~114 ℃ 之间，代表了这期矿化的形成温度。

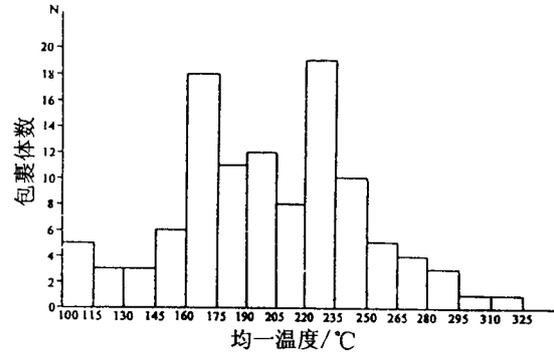


图 2 包裹体均一温度直方图

3.3 成矿溶液的盐度、密度与成矿压力

利用法国制造的 Chairmecca 冷冻台对本区石英包裹体进行了冰点测定，测量精度为 ±0.1 ℃。测得本区包裹体冰点范围为 -2.3~-1.8 ℃，依据 NaCl 溶液浓度与冰点的关系曲线，获得本区气液包裹体的盐度为 3.1%~3.8% NaCl。同时还测得两个样品中含 CO₂ 包裹体的 CO₂ 水合物的消失温度为 +7.5~+8.5 ℃，在 CO₂-NaCl-H₂O 体系相图上获得其盐度为 3.0%~4.2% NaCl。含 CO₂ 包裹体与其它气液包裹体的盐度、均一温度皆一致，说明它们是同时捕获的，其形成与成矿流体发生不混溶作用有关。总的说来，本区成矿流体的盐度比较稳定，属低盐度热液，但高于典型的变质热液（如太古宙绿岩带中典型的变质热液金矿的盐度多低于 3% NaCl）。

本区成矿流体的密度介于 0.791~0.933 g/cm³ 之间，属中等密度流体。在成矿作用从第一矿化阶段向第二矿化阶段演化的过程中，成矿流体的密度随着成矿温度的升高而呈逐渐降低的趋势。

根据 NaCl-H₂O 体系压力-密度-温度的关系，得出本区石英包裹体的捕获压力为 60×10⁵~210×10⁵ Pa，表明本区金矿形成于一低压系统中。事实上，本区金矿的形成受到构造的控制，矿体均产于断裂破碎带中。

3.4 成矿流体的化学性质

对采自本区似层状石英脉型、蚀变破碎板岩型及深部钻孔中石英脉型矿体中的含金石英脉样品进行了包裹体气、液相成分分析，由于第一、第三矿化阶段的石英均难以挑选，因此本次所测样品均为本区金主成矿期——第二矿化阶段的产物。

从表 1 中可以看出，本区成矿流体中阳离子主要为 Na⁺、K⁺，另有少量 Ca²⁺、Mg²⁺，除深部钻孔样品外，均具 K⁺>Na⁺>Ca²⁺>Mg²⁺ 的特点，Na⁺/K⁺ 值介于 0.238~0.843 之间。阴离子主要为 F⁻、SO₄²⁻、Cl⁻，SO₄²⁻>Cl⁻>F⁻，SO₄²⁻/Cl⁻ 值为 2.771~5.962。

本区成矿流体的气相成分以 H₂O、CO₂ 为主，其 CO₂ 含量较高，CO₂/H₂O 摩尔比值为 0.062~0.190。与产于哀牢山北段的蚀变岩型金矿床、海南抱板群中的石英脉型金矿^[7]相比，万古金矿成矿流体不仅 CO₂ 含量高，而且还含有较丰富的 H₂、N₂ 和 CH₄。

表1 万古金石英包裹体气、液相成分分析结果

样品号	液相成分/ 10^{-6}							Na^+/K^+	$\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$
	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}		
TSD-1	4.15	4.92	0.60	—	1.83	2.50	8.52	0.843	3.408
TSD-10	3.90	4.92	1.34	0.90	1.14	1.40	4.65	0.793	3.321
TSD-20	3.42	6.56	0.90	0.33	0.92	1.09	5.42	0.521	4.972
BDD-6	2.44	6.56	1.20	—	1.19	1.56	9.30	0.372	5.962
BDD-13	2.44	6.56	1.34	0.82	1.89	2.86	15.5	0.372	5.420
ZK306-1	6.34	3.28	0.90	?	1.14	1.56	7.75	1.933	4.968
JD-2	3.90	6.56	0.90	0.33	1.50	1.87	5.42	0.595	2.898
QDP-1	0.976	4.10	0.90	0.33	0.97	1.17	5.42	0.238	4.632
DAQ-6	3.42	4.92	6.90	1.64	1.41	1.40	3.88	0.695	2.771

样品号	气相成分/ 10^{-6}							$\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$	还原系数
	H_2	N_2	CH_4	CO	C_2H_6	CO_2	H_2O		
TSD-1	0.110	4.00	2.00	0.001	0.001	140	700	0.082	0.06
TSD-10	0.160	25.0	1.00	0.001	0.001	176	746	0.096	0.04
TSD-20	0.105	9.50	1.80	0.001	0.001	240	738	0.133	0.03
BDD-6	0.075	9.00	1.30	0.001	0.001	280	742	0.154	0.02
BDD-13	0.115	6.00	1.80	0.001	0.001	108	718	0.062	0.02
ZK306-1	0.140	7.00	2.20	0.001	0.001	390	838	0.190	0.03
JD-2	0.140	4.50	1.80	0.001	0.001	260	788	0.135	0.02
QDP-1	0.150	10.5	1.30	0.001	0.001	336	840	0.164	0.03
DAQ-6	0.105	6.00	1.30	0.001	0.001	160	742	0.088	0.07

注：由地质矿产部矿床地质研究所包裹体实验室分析。还原系数 = $(\text{H}_2 + \text{CH}_4 + \text{CO} + \text{C}_2\text{H}_6)/\text{CO}_2$ 的摩尔数比值

根据反应式 $\text{CH}_4 + 2\text{O}_2 = \text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$ 计算出本区成矿流体的氧逸度为 $2.98 \times 10^{-40} \sim 9.83 \times 10^{-40}$ ，说明本区金形成于较还原的环境。利用包裹体成分，计算出本区成矿流体的 pH 值介于 4.93~5.47，表明其处于弱酸性的条件下。总的说来，本区主成矿期成矿流体是一富含 CO_2 、 N_2 、 CH_4 、 H_2 、 K^+ 、 Na^+ 、 SO_4^{2-} 、 Cl^- 、 F^- 等成分的弱酸性、较还原的溶液。尽管本区金成矿流体的 F 含量较高，但由于 Au 的含氟络合物具有遇水立即水解的特性^[8]，因此本区 Au 在溶液中主要呈 S 的络合物形式迁移，而 Cl 的络合物形式次之，并有少量 Au 可能是以 Au-S-As 络合物的形式进行搬运的。

4 同位素地球化学

4.1 氢氧同位素

对万古矿区不同类型矿石中的石英进行了矿物氧和包裹体氢分析，其 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 的变化范围分别为 7.8‰~10.9‰和 -56‰~-64‰，在 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 图解（图 3）上，万古金矿的投影点绝大多数落入岩浆水区。由于万古矿区中岩浆活动不明显，最近的燕山早期金井花岗岩体也距之有 12 km 之遥，因此将这里的“岩浆水”称为深部流体可能更加合理。现代地球化学研究表明，地幔流体在诸多矿床的形成过程中发挥了重要作用。它是一种富含碱质（Na、K、Li 等）、挥发分（F、Cl、P 等）的以碳、氢、氧、氮、硫为主要组分的硅酸盐熔体，在弱还原条件下多呈 CO_2-H_2 形式，在强还原条件下呈 $\text{CH}_4-\text{H}_2\text{O}-\text{H}_2$ 形式^[9,10]。本区成矿流体中 CO_2 、 N_2 、 CH_4 、 H_2 、 K^+ 、 Na^+ 、 SO_4^{2-} 、 Cl^- 、 F^- 的含量较高，也暗示出本区成矿流体中有幔源物质的加入。

4.2 硫同位素

湘东北地区以富轻硫为特征，冷家溪群岩石中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -13.1‰。除一件辉锑矿样品的 $\delta^{34}\text{S}$

值为 -17.3% 外, 万古金矿石的 $\delta^{34}\text{S}$ 值均介于 -7.6% ~ -9.4% 范围内 (图 3), 明显地比冷家溪群岩石富 ^{34}S , 说明在成矿过程中, 硫可能部分来自围岩地层, 部分来自深部。

4.3 氮同位素

氮同位素是目前研究物质来源, 尤其是判别地幔物质来源最有效的方法之一。从万古 I 号矿脉的两个石英脉型矿石及 V 号矿脉的两个蚀变破碎板岩型矿石中, 选取 4 个主成矿期石英样品, 进行了氮同位素研究。这 4 件样品的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值均非常高, 变化范围为 $(231 \sim 1460) \times 10^{-6}$, 大大高于地壳和大气, 甚至高于地幔气和陨石。在金刚石分段加热提取氮的过程中, 可以观察到明显的动力学分馏现象^[14,12], 即在 $200 \sim 500^\circ\text{C}$ 的低温阶段提取的氮, 其 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值高达 $10^{-2} \sim 10^{-1}$, 而在 1500°C 以上的高温阶段提取的氮, 其 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值低至 10^{-8} 。这一分馏机制在地质过程中也同样存在, 尤其是在岩石受热程度低, 未完全脱气的情况下更是如此。因此本区矿石的高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值可能与地幔岩石减压部分脱气造成的氮同位素动力学分馏有关^[8]。

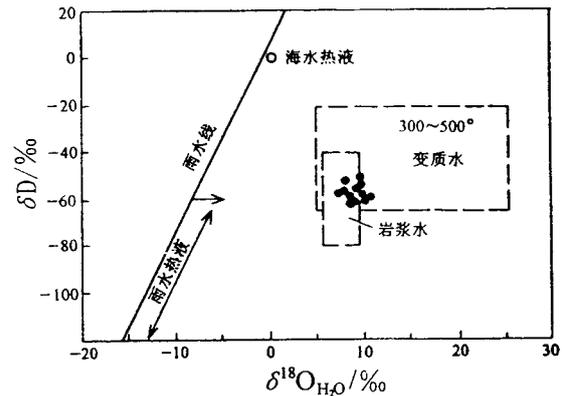


图 3 成矿流体的氢、氧同位素图

5 成矿模式

5.1 成矿时代

有关江南古陆上金矿的成矿时代, 一直存在较大的分歧。罗献林 (1989) 搜集了该带金矿 37 个矿石铅同位素数据, 通过模式年龄计算, 提出金成矿主要形成于武陵-雪峰期 ($1000 \times 10^6 \sim 600 \times 10^6$ a) 和加里东期 ($600 \times 10^6 \sim 340 \times 10^6$ a), 印支-燕山期 ($230 \times 10^6 \sim 70 \times 10^6$ a) 仅产生局部的热液叠加。而刘继顺 (1993) 则认为, 江南古陆金矿成矿带上金的成矿时代与华南地区铀矿床一样, 主要为中生代, 金矿化可能主要与中生代地壳拉张伸展作用所致的热水改造富集作用有关。

为了解决万古金矿的成矿时代问题, 本次工作对采自万古金矿 I 号脉中的四个石英样品进行了流体包裹体 Rb-Sr 等时线年龄测定, 获得 $(70.30 \pm 8.56) \times 10^6$ a 的年龄数据 (相关系数为 0.9855), 表明成矿时代为燕山晚期。朱庆祖 (1992) 和童潜明 (1996) 在金山金矿, 史明魁 (1992) 在沃溪和龙山金矿也分别得出了主成矿期为燕山期的结论。这些年龄数据的吻合, 说明江南古陆上产于元古宇浅变质碎屑岩系中的这套金矿床的成矿作用可能主要发生于燕山期。

5.2 矿床成因

燕山期是我国构造、岩浆活动十分强烈的时期, 也是我国一个重要的金矿成矿期。从晚印支期开始, 由于太平洋板块向西俯冲, 在亚洲大陆东部形成一个巨大的大陆边缘活动带, 受此影响我国东部形成了一系列的 NNE 向大断裂。这些大断裂切割深, 为幔源物质包括热流体、能量和地幔岩浆上升提供了通道。与此同时, 强烈的抬升和挤压, 致使基底岩石中早期 NW 向或近 EW 向断裂再度复活, 为赋矿提供了良好的场所。

万古金矿位于 NE 向的城步-桃江-浏阳深大断裂、宁乡-湘阴深断裂及 NW 向的南县-汨罗深断裂控制的三角地带。地球物理资料显示^[11], NE 向的城步-桃江-浏阳断裂带是一条切穿岩石圈的深大断裂, 其北东段从万古矿区东侧通过, 区内称为长平断裂。该断裂带走向 $NE75^\circ$, 南起灰汤, 北经浏阳至江西万载到南昌南部, 在湖南境内长约 180 km, 形成于武陵-雪峰期, 具有长期活动的特点。矿区西侧的宁乡-湘阴深断裂带走向 $NE40^\circ$, 长达 200 km, 往北进入湖北省境内, 属切穿地壳的莫霍面断裂。矿区北侧的南县-汨罗

深断裂, 走向 $308^{\circ}\sim 315^{\circ}$, 延长大于 200 km, 是湘东北地区一条极其重要的控岩控矿断裂, 它控制了七宝山-汨罗构造-岩浆岩带中七宝山多金属矿、井冲铜矿、连云山、万古、黄家源等金矿(点)的分布。这些切割至岩石圈、莫霍面的深大断裂, 成为本区地幔脱气的通道, 活动元素和挥发分由此穿越壳-幔界面进入地壳。长平断裂带中白垩纪粗玄岩和玄武岩的出露, 无疑为本区内幔源物质上涌提供了证据。

地幔流体在上升过程中, 不断地与围岩发生物质和能量的交换, 从地层中萃取了大量的成矿物质, 形成了富 Au、S、 CO_2 、 H_2O 的成矿流体, Au 在其中主要呈金硫络合物形式搬运。当成矿流体运移至断裂带扩容部位时, 由于压力减小, 挥发份大量逸出, 同时因与富氧的天水或其它溶液发生混合, 致使成矿物理化学条件发生剧烈变化, 导致金硫络合物分解, 从而发生了 Au 的沉淀富集。

参 考 文 献

- 1 罗献林. 论湖南前寒武纪金矿床的成矿物质来源. 桂林冶金地质学院学报, 1990, 10 (1): 13~26.
- 2 张景荣, 罗献林. 论华南地区内生金矿床的形成时代. 桂林冶金地质学院学报, 1989, 9 (4): 369~379.
- 3 刘英俊, 孙承轅, 马东升等. 江南金矿及其成矿地球化学背景. 南京: 南京大学出版社, 1991, 1~260.
- 4 张理刚. 湘西雪峰山隆起区钨铋金矿床稳定同位素地质学. 地质与勘探, 1985, (11): 24~28.
- 5 黎盛斯. 湖南区域内生金成矿学分析与找矿预测. 大地构造与成矿学, 1994, 18 (2): 97~107.
- 6 罗献林. 论湖南前寒武纪金矿床的形成时代. 桂林冶金地质学院学报, 1989, 9 (1): 25~34.
- 7 沈阳地质矿产研究所. 中国金矿主要类型找矿方向与找矿方法文集(第一辑). 北京: 地质出版社, 1994, 1~298.
- 8 毛景文, 李延河, 李红艳等. 湖南万古金矿床地幔流体成矿的氦同位素证据. 地质论评, 1997, 43 (6): 646~649.
- 9 杜乐天主编. 地幔流体与软流层(体)地球化学. 北京: 地质出版社, 1996, 1~466.
- 10 曹荣龙. 地幔流体的前缘研究. 地学前缘, 1996, 3 (3~4): 161~171.
- 11 饶家荣, 王纪恒, 曹一中. 湖南深部构造. 湖南地质, 1993, (增刊7号): 30~43.
- 12 Pleshakov A M and Shukolyukov Y A. Isotopic variations of helium in the diamonds of the Kokchetav Massif (metamorphic rock, Kazakhstan). In: Noble Gas Geochemistry and Cosmochemistry, eds. J. Matsuda. Terra Scientific Publishing Company (TERRPUB), Tokyo, 1994, 229~243.
- 13 Pudephatt R J. The chemistry of gold. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam-Oxford-New York, 1978, 274.
- 14 Shukolyukov Y A, Pleshakov A M and Lavrova L D. The unprecedentedly high $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratio in diamonds from a metamorphic rock of the Kokchetav Massif, Kazakhstan. Petrology, 1 (1): 110~119.