

河台金矿同位素地质研究

陆建军 王鹤年 沈渭洲 戴爱华

(南京大学地球科学系)

提 要 氢、氧同位素研究表明河台金矿床成矿溶液由变质—岩浆水和大气降水混合而成,且随着成矿作用进行,加入到热液中的大气降水就愈多。硫、铅同位素特征表明它们均来自于震旦系地层。稳定同位素结合矿床地质和地球化学研究表明成矿物质等是通过变质作用、混合岩化作用和岩浆作用从震旦系含金矿源层中活化转移而来。

关键词 河台金矿床 稳定同位素 物质来源 成矿热液

河台金矿床的发现是华南近几年来金矿找矿工作的重大突破。研究其成矿热液的性质和成矿物质来源,对于阐明该矿床的成因,指导找矿具有极为重要的意义。笔者自 1984 年始,对该矿床进行了较为系统的 H、O、S、Pb 同位素研究,并据此得出了一些很有意义的结论。

一、区域地质背景和矿床地质

河台金矿地处广东省高要县河台区内。位于华南后加里东云开隆起的东北缘,罗定~云浮与四会~吴川两个断裂带的交汇部位。矿体产于石涧混合岩与震旦系 C 组 (Z^c) 变质岩接触部位的糜棱岩带中(图 1)。

震旦系 (Z^c) 变质岩在混合岩中呈大小不等的残留体形式出现,岩性主要为含硅线石的石英二云母片岩、二云母石英片岩,普遍受到混合岩化。研究表明此地层为金的矿源层。石涧混合岩主要由条带状混合岩、眼球状混合岩、条痕状混合岩、阴影混合岩组成,其 Rb—Sr 等时线年龄为 $427.9\text{Ma}^{[1]}$,为加里东期区域变质作用的产物,属区域性混合岩(或基底型混合岩)^[2,3]。在海西~印支期,由于四会~吴川和广宁~罗定断裂带的再次活动,形成了断裂变质型混合花岗岩—云英岩混合花岗岩体,此类混合岩可能是在区域性混合岩和变质岩基底上再次进行混合交代作用形成的。云英岩混合花岗岩体位于矿区西南部,岩性主要为黑云斜长质、黑云二长质、黑云花岗闪长质混合花岗岩,岩性和矿物含量变化大,其锆石和磷灰石 U—Pb 同位素年龄为 $209\sim 241.9\text{Ma}$ 。在矿区东北部分布有伍村花岗岩体,岩性主要为巨斑状黑云母二长花岗岩,巨斑晶为钾长石,其全岩 Rb—Sr 等时线年龄为 245Ma ,这表明其形成于海西~印支期,与云英岩混合岩同属断裂活动的产物。大量 K—Ar 同位素年龄(集中值为 $185\sim 285\text{Ma}^{[1]}$)表明,海西~印支期断裂变质作用为本区最晚的构造变动。

比较有意义的是,矿体严格限于由 Z^c 地层经塑性变形产生的糜棱岩化带中。含矿糜棱岩

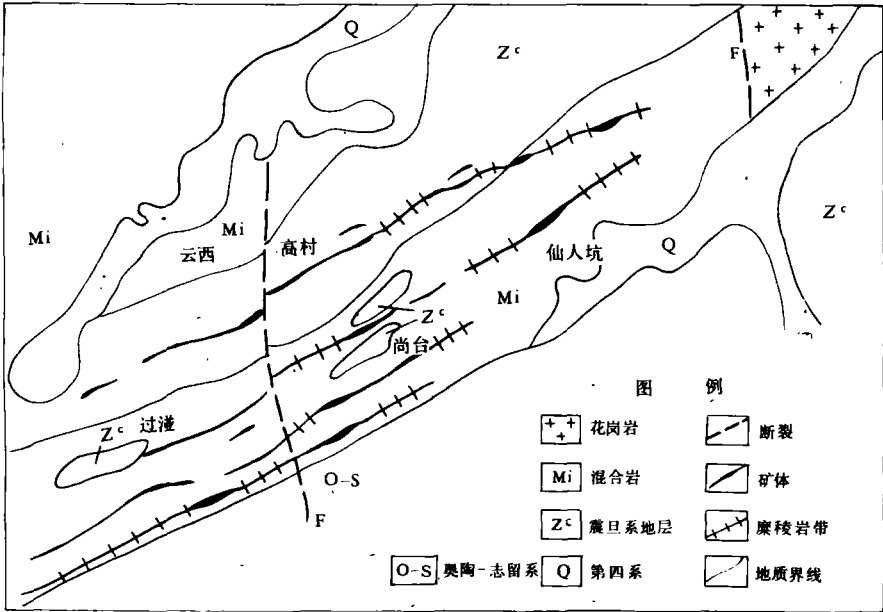


图 1 河台金矿区地质图

Fig. 1 Geological map of Hetai gold deposit

带长 1000 米以上，宽几米到几十米。矿体呈陡倾斜脉状产出，连续性较好。矿石类型主要为蚀变糜棱岩型和石英脉型，以前者为主。矿石矿物主要为黄铁矿、黄铜矿、自然金等，脉石矿物主要为石英、绢云母、方解石等。与矿化有关的围岩蚀变主要为黄铁矿化、硅化、碳酸盐化，其中以硅化和黄铁矿化为主，且两者与金矿关系密切。根据野外观察和室内研究，河台矿区的成矿阶从早至晚分为：①金—石英脉阶段；②金—石英—黄铁矿—黄铜矿阶段；③碳酸盐—方铅矿—闪锌矿阶段；④方解石阶段。

二、同位素地质特征

(一) 氢、氧同位素

借助于 H、O 同位素可以有效地探讨成矿热液来源和性质。表 1 列出了本区矿石中石英氧同位素组成和包裹体水氢同位素组成。石英 $\delta^{18}\text{O}$ 从 7.0‰ 变化到 14.5‰，平均为

表 1 河台金矿氢、氧同位素组成

Table 1 Oxygen and hydrogen isotope compositions of minerals and their inclusions from the Hetai gold deposit

样 号	测定矿物	形成温度℃	$\delta^{18}\text{O}$ 矿物‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ ‰	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ ‰	资料来源
云 3—2	石 英	360 *	11. 0	5. 96	—84	本 文
G28—1	石 英	350 * *	10. 9	5. 6		符力奋 ^[5]
G32—3	石 英	429	11. 5	8. 04		符力奋
CM1501—8	石 英	300	14. 5	7. 6	—56. 9	本 文
G20—1	石 英	300 * *	10. 7	3. 8	—71. 4	符力奋
CM1701—1	石 英	250	11. 5	2. 5	—59. 5	本 文
CM2301—1	石 英	250	8. 6	—0. 4	—54. 0	本 文
ZK002—6	石 英	250	7. 0	—1. 96	—81. 5	本 文
CM1505—4	方解石	190	8. 9	—1. 1		本 文
G35—3	石 英	145—207	10. 73	—5. 21~0. 50		符力奋
G33—1A	石 英		9. 20			符力奋
G29—2B	石 英		11. 14			符力奋

* 爆裂温度; * * 平均温度; 其余为均一温度。

方解石氧同位素由南京大学地球科学系实验室测定, 石英氢、氧同位素由地质科学院矿床地质研究所测定; 计算时采用的矿物—水同位素分馏方程为:

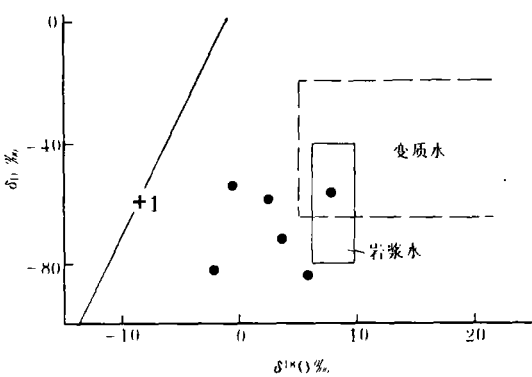
$$1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 \times T^{-2} - 3.4 \text{ (Clayton, 1972)}$$
$$1000\ln\alpha_{\text{方解石-水}} = 2.78 \times 10^6 \times T^{-2} - 2.89 \text{ (Thompson, 1976)}$$

10. 6‰, 主要集中在 10~12‰; 成矿溶液的 δD 从 -54. 0‰变化到 -84‰, 平均为 -67. 9‰, 与本区中生代大气降水值较为接近^[5], 计算获得的成矿溶液的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 介于 -5. 21‰~8. 04‰之间, 变化较大, 而且, 随着成矿温度降低 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 有逐渐降低的趋势。在图 2 中可以看出, 矿液中 H、O 同位素值较为离散, 投影点介于变质—岩浆水范围和大气降水线之间, 较靠近变质—岩浆水范围一侧, 其中一个点落入变质—岩浆水范围内。成矿溶液的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值的这种特征难以用单一的岩浆—变质水或大气降水作为成矿热液来源的观点来解释, 而很可能反映了成矿热液是由岩浆—变质水和大气降水混合组成的, 表明其有多来源的特性, 这一推论与矿床的地质特征相吻合。矿体产于由 Z^{c} 地层经变质和变形而形成的糜棱岩中, 其产出与变质岩、混合岩和花岗岩有密切的空间关系。因此, 成矿溶液可能是由多来源的水混合组成的, 且随着成矿作用的进行和成矿温度降低, 混入的大气降水愈多。

(二) 硫同位素

石英包裹体成分分析表明(表2),本矿床成矿溶液的氧逸度变化不大,lgfO₂为-37.1~-39.7,平均为-38.5,结合矿物组合较简单的特征,认为黄铁矿的平均δ³⁴S值(-3.1~-1.7‰,平均-2.28‰)可以近似地作为成矿热液的总硫同位素组成^[4]。如表2所示,含矿围岩糜棱岩中的黄铁矿δ³⁴S值介于-2.3~-1.6‰之间,平均-1.9‰,与矿液中的硫同位素相近,这表明矿石中硫很可能来自于地层(Z^c)。

矿脉中黄铁矿的δ³⁴S值有两个明显特征:变化较小且塔式效应明显(图3),这说明矿床硫源稳定,正如上所述,可能主要是地层提供的。黄铜矿δ³⁴S值介于-2.23~-2.39‰之间,平均-2.30‰。河台矿区^[7]黄铜矿δ³⁴S值为-2.46‰(12个



注: +1 本区中生代大气降水投点

图2 成矿溶液的氢氧同位素图解

Fig. 2 δD - δ¹⁸O diagram showing oxygen and hydrogen isotope compositions of ore-forming fluids

表2 河台矿区硫同位素组成

Table 2 Sulfur isotope compositions of sulfides from the Hetai gold deposit

序号	样号	岩性	测定对象	δ ³⁴ S‰	序号	样号	岩性	测定对象	δ ³⁴ S‰
1	ZK002-4	千糜岩	黄铁矿	-2.3	13	BT5	矿石	黄铁矿	-2.07
2	ZK002-8	千糜岩	黄铁矿	-1.6	14	ZG68	矿石	黄铁矿	-2.82
3	570	千糜岩	黄铁矿	-1.8	15	G32-3a	矿石	黄铁矿	-2.37
4	YL010-2	矿石	黄铁矿	-2.10	16	G38-7a	矿石	闪锌矿	-4.52
5	YU28-1	矿石	黄铁矿	-2.02	17	G38-7b	矿石	方铅矿	-8.13
6	CM1501	矿石	黄铁矿	-3.1	18	G42-16a	矿石	方铅矿	-8.19
7	CM1701	矿石	黄铁矿	-1.7	19	G42-16b	矿石	闪锌矿	-4.54
8	C11	矿石	黄铁矿	-2.1	20	G42-38	矿石	方铅矿	-7.30
9	黑山尾-1	矿石	黄铁矿	-2.1	21	G42-34	矿石	黄铜矿	-2.30
10	G42-34a	矿石	黄铁矿	-2.69	22	G32-3	矿石	黄铜矿	-2.28
11	G40-4a	矿石	黄铁矿	-1.98	23	G40-4	矿石	黄铜矿	-2.23
12	G74-30	矿石	黄铁矿	-2.53	24	YL010-1	矿石	黄铜矿	-2.39

硫同位素由南京大学地球科学系实验室测定;部分数据(9-23号)引自符力奋(1988)。

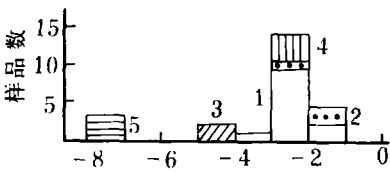


图3 硫同位素分布直方图

说明: 1. 黄铁矿; 2. 糜棱岩中黄铁矿;
3. 闪锌矿; 4. 黄铜矿; 5. 方铅矿。

Fig. 3 Histogram of sulfur isotope compositions for the Hetai gold deposit

样)。闪锌矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 $-4.54 \sim -4.52\text{‰}$, 平均 -4.53‰ 。方铅矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值介于 $-7.30 \sim -8.19\text{‰}$ 之间, 平均 -7.87‰ 。总体来看, 矿脉中各矿物 $\delta^{34}\text{S}$ 值依黄铁矿 $>$ 黄铜矿 $>$ 闪锌矿 $>$ 方铅矿的顺序变化, 说明各矿物间同位素基本达到了平衡。

张志兰等(1988)用黄铁矿—黄铜矿矿物对同位素组成, 据 $1000 \ln \alpha_{py-cp} = -0.45 \times 10^6 T^{-2}$ (Y. Kaiwara, et al, 1971) 计算了成矿温度。计算所得的同位素平衡温度为 $240^\circ \sim 250^\circ\text{C}$, 比石英包裹体均一温度 ($250^\circ \sim 300^\circ\text{C}$) 稍偏低。方铅矿、闪锌矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值较低, 这与其在成矿晚阶段且在较低温度下沉淀有关。据方铅矿—闪锌矿矿物对采用同位素分馏方程 $1000 \ln \alpha_{py-zn} = 0.963$

$\times 10^6 \times T^{-2}$ 计算所得的同位素平衡温度为 $195^\circ \sim 198^\circ\text{C}$, 与较晚阶段闪锌矿—方铅矿—方解石脉中方解石包裹体的均一温度 (190°C) 几乎相等。

(三) 铅同位素

由于成矿过程中铅同位素分馏可忽略不计, 因而可据各地质体中, 铅同位素特征的对比研究探讨成矿物质来源。

表3 河台金矿床铅同位素组成

Table 3 Lead isotope compositions of ores, rocks and feldspar from the Hetai gold deposit

样号	岩性	测定对象	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Φ 年龄 (Ma)	μ
D161	伟晶岩	钾长石	18.613	15.680	38.726	1197	9.6
HBT-14	二长花岗岩	钾长石	18.532	15.613	38.656	9429	9.5
574	矿石	黄铁矿	19.014	15.747	39.314	-8606	9.7
CM1501-4	矿石	方铅矿	18.828	15.732	39.178	2976	9.7
CM1501-14	石黄片岩	全岩	19.400	15.840	38.39	-2456	9.8
ZK1504-8	石英片岩	全岩	19.46	15.85	38.32	-2761	9.9
ZK1502-2	石英片岩	全岩	19.72	15.94	38.52	-3452	10.0
G28-1	矿石*	黄铁矿	18.651	15.725	38.945	148	9.68
G29-2	矿石*	黄铁矿	18.855	15.743	39.216	24	9.7
G30-7a	矿石*	黄铁矿	19.078	15.719	39.502	-170	9.6

由北京铀矿地质研究所测定。* 样数据引自符力奋(1989)。

由表3可知, 矿石和岩石铅同位素比值均比较高, 按正常铅单阶段演化模式 (Doe, 1974) 计算的 Φ 值年龄与这些样品的真实年龄相差甚大, 甚至出现负年龄值。计算的 μ 值明显偏

高,落在 Doe 单阶段演化线($\mu = 9.58$)上或以上的区域内。这些特征表明铅是在高 μ 环境中演化的,属于异常铅。在 Zartman (1979)的铅构造模式图解上,几乎所有点均落在上地壳线以上的区域内(图 4)。铅同位素的这些特征表明铅源是相对富铀的上地壳。

从图 4 还可看出,这些数据点似乎有很好的线性相关关系,矿石铅投影点介于火成岩岩石铅和地层铅之间,这种特征似乎表明矿石铅是火成岩与地层铅的混合产物。由于黄铁矿、方铅矿及钾长石中铀含量很低(一般 $< 0.5\text{ppm}$),目前测定的铅同位素组成可以代表其形成时的初

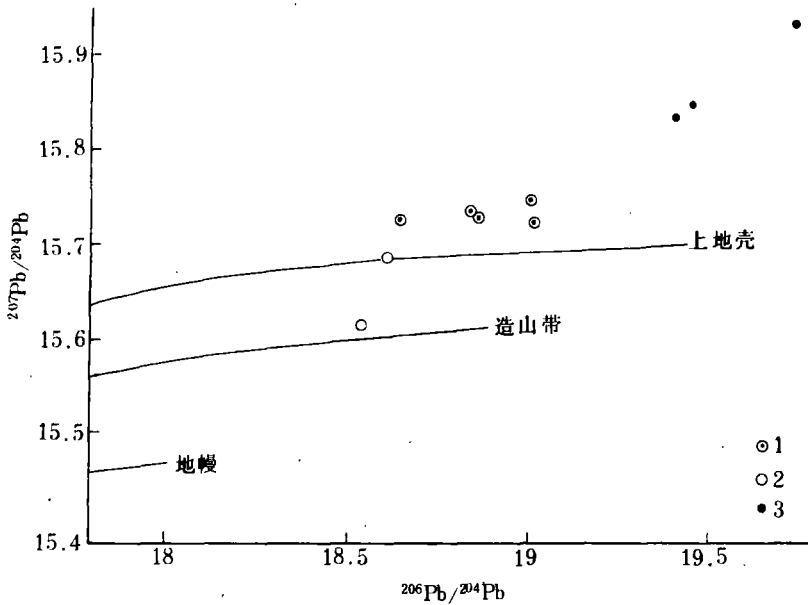


图 4 河台金矿铅同位素组成图(仿 Doe 和 Zartman, 1979)

图例说明: 1 矿石; 2 花岗岩、伟晶岩; 3 地层。

Fig. 4 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plot for the Hetai gold deposit (after Doe and Zartman, 1979)

始同位素组成。变质岩地层中的铀含量较高(石英片岩的平均铀含量为 $2.8\sim 3.0\text{ppm}$)^[8],由于放射性衰变,目前测定的铅同位素组成显然不能代表当时的初始同位素组成。据放射性衰变公式:

$$\begin{aligned} (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{初始}} &= (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{测定}} - ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}(e^{\lambda_{238}t} - e^{\lambda_{238}t_0}) \text{ 和} \\ (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{初始}} &= (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{测定}} - ^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}(e^{\lambda_{235}t} - e^{\lambda_{235}t_0}) \end{aligned}$$

据地质背景分析,可推断成矿年龄为海西~印支期。文中计算所采用的成矿年龄值为 230Ma 。变质岩 U、Pb 含量值:^[8,9] $\text{U} = 3.0\text{ppm}$, $\text{Pb} = 17.0\text{ppm}$ 。计算结果列于表 4。据上述数据所得的计算结果虽然有一定的误差,但与实测结果相差不会太大。校正后的地层铅同位

素比值与矿石铅的值十分接近,这就清楚地表明矿床中的铅主要来自含金建造—Z^c地层,由伍村岩体等所提供的铅居次要地位。据铅同位素的上述特征,我们可以推断包括金在内的成矿物质可能主要来自地层。这个结论与硫同位素和矿床地球化学研究所得出的结论相吻合。

表 4 校正的震旦系变质岩铅同位素组成

Table 4 Calibrated lead isotope compositions of Sinian metamorphics from the Hetai gold deposit

样 号	岩 性	U (ppm)	Pb (ppm)	²³⁸ U/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb
CM1501-14	石英片岩	3.0	17.0	11.84	18.97	15.837
ZK1504-8	石英片岩	3.0	17.0	11.84	19.03	15.847
ZK1502-2	石英片岩	3.0	17.0	11.84	19.29	15.947

三、矿床成因探讨

综合上述分析,并结合矿床地质和地球化学资料,我们可对矿床成因作进一步探讨。

区内变质岩原岩恢复和区域地层对比研究表明,Z^c组为一套泥质岩、页岩、粉砂岩和砂岩的复理石建造。地层金含量较高,平均达 13.6ppm (131 个样),很明显,Z^c地层为金的初始富集层位—矿源层。

在加里东期,由于发生大规模区域变质作用和混合岩化作用,形成了区域性混合岩和角闪岩相的变质岩。变质岩和混合岩中金等成矿物质的含量明显低于地层。这表明在区域变质过程中发生了金等成矿物质的活化转移,产生了金的初步富集。在海西~印支期,由于四会~吴川和广宁~罗定断裂的活动发生了断裂变质作用,产生了断裂变质型混合岩和与之有关的花岗岩,并使原来的变质岩再次遭受变质作用。与此同时,原来初步富集的金和其它地质体中的金通过变质作用,甚至岩浆作用而得到进一步富集,并在糜棱岩带中沉淀形成工业矿床。在长期、多期次成矿过程中,原来地层中的各种水和变质岩中的结构水以及它们当中的硫等矿化剂被释放出来,并在较高温度下形成与变质岩、混合岩平衡的变质水,在更高的温度下,因岩浆作用而形成了与热的岩浆体相平衡的岩浆水。由于在高温下矿物—水分馏系数较小,因此与混合岩、变质岩或岩浆岩相平衡的热热水溶液的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 也就比较高,并且温度愈高,其值愈近于与其平衡的岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。因此,成矿早期热液的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值比较高。随成矿热液演化和成矿温度降低,大气水不断加入,从而致使成矿热液的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 和 δD 的值不断降低。水的多源性使得各成矿阶段的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值和 δD 值呈非线性的、离散的特征。热水溶液沿构造裂隙循环、对流,并淋滤围岩中的 Au、S、Pb 等成矿元素,当它们到达现在的成矿位置时由于物理化学条件改变,呈稳定状态搬运的 Au—S 络合物分解,与围岩发生反应,导致金、硫等沉淀。

四、结 论

1. 震旦系是金的初始富集层,在区域变质、区域混合岩化作用、岩浆作用以及断裂变质作用下,金等成矿元素不断富集,并最终形成工业矿床。

2. 利用黄铁矿—黄铜矿矿物对计算的同位素平衡温度为 $240^{\circ}\sim 250^{\circ}\text{C}$,比石英包裹体均一温度($250^{\circ}\sim 300^{\circ}\text{C}$)稍低;方铅矿—闪锌矿同位素平衡温度为 $195^{\circ}\sim 198^{\circ}\text{C}$,与同期方解石中包裹体均一温度(190°C)一致。同位素平衡温度表明在成矿早期成矿温度较高,而晚期成矿温度下降。

3. 成矿溶液是由在混合岩化作用、区域变质作用、岩浆作用过程中释放出的并与它们平衡的热水和大气降水混合组成。在成矿早期成矿热液近于变质—岩浆水,随成矿作用进行,溶液中混入的大气降水愈多。

4. 硫和铅来源于震旦系地层;由此推测,金也来自于地层。

参考文献

- [1] 伍广宇,广东花岗质杂岩的地质年代学研究,广东地质,1 (1) 1986
- [2] 王德滋等,断裂区域变质作用与混合岩化作用、花岗岩化作用研究,南京大学学报(自然科学),21 (3) 1985
- [3] 王鹤年等,胶东中元古代玲珑花岗岩及其后期迭加改造作用的地质、地球化学证据,南京大学学报(地球科学版)(1) 1988
- [4] 符力奋,“断裂变质作用”与金的成矿作用初探—以高要河台金矿为例,广东地质,3 (1) 1988
- [5] 张理刚,《稳定同位素在地质科学中的应用》,陕西科学技术出版社,1985
- [6] Ohmoto, H., Systematics of sulfur and carbon isotope in hydrothermal ore deposits. Econ. Geol., vol. 1979, 67: 551-578
- [7] 张志兰,贵金属地质,(3-4) 1988
- [8] 张祖还等,《铀地球化学》,原子能出版社,1984
- [9] 刘英俊等,《元素地球化学》,科学出版社,1984

STUDY ON ISOTOPE GEOLOGY OF HETAI GOLD DEPOSIT

Lu Jianjun Wang Henian Shen Weizhou Dai Aihua

(Department of Earth Sciences, Nanjing University)

Abstract

The Hetai gold deposit occurs in mylonite zones produced by ductile deformation of the Sinian strata, and is associated in space with metamorphic rocks, migmatites, and granites. $\delta^{18}\text{O}$ values of quartz from gold ores range from 7.0 to 14.5‰, with an average being 10.6‰; $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ values of fluid inclusions in quartz vary from -54.0 to -84.0‰, with an average being -67.9‰; Calculated $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ values of fluids in equilibrium with quartz and calcite vary significantly from -5.21 to 8.04‰. $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ values tend to decrease gradually with decreasing temperature. The values of $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ show marked scattering, and fall on the $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ — $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ diagram between meteoric —water line and the area of metamorphic and magmatic waters. The oxygen and hydrogen isotope characteristics indicate that ore-forming fluids were mixtures of meteoric, metamorphic and magmatic waters. The early hydrothermal fluids were more likely to be composed mainly of metamorphic and magmatic waters. Meteoric water might have played a more important role at lower temperature. $\delta^{34}\text{S}$ values of pyrites range from -3.1 to -1.7‰ (the average being -2.28‰), which are comparable to those from mylonites (the average of $\delta^{34}\text{S}$ -1.9‰). The averages of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ in pyrite, galena, metamorphics and feldspar separated from pegmatites and granites are 18.899, 18.828, 19.53, 18.613 and 18.532 respectively; The $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.734, 15.732, 15.88, 15.680, and 15.613 respectively; The $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 39.244, 39.178, 38.41, 38.726, and 38.656. All these lead isotopes are radiogenic and have high μ values, which indicate their derivation from the upper crust enriched in uranium. The calibrated lead isotopes of metamorphics ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ being 19.10, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 15.877) are analogous to those of ore lead. Sulfur and lead isotope characteristics imply that ore-forming component may have been derived from the source strata of gold. The gold contents in the Sinian strata are very high (the average 13.6 ppb). Gold from the strata were mobilized, transported, and enriched in favourable places during regional metamorphism, migmatization, fault-metamorphism, and magmatism.