

铈矿床研究若干问题初探*

余金杰

闫升好

(中国地质科学院矿产资源研究所, 北京) (中国地质科学院区划室, 北京)

提 要: 铈矿床研究的重点包括: 铈矿床分类; 不同构造环境下铈矿床的成因模式; 铈的来源。今后铈矿床分类将以铈矿床形成的构造背景为主, 结合铈矿床成因方式和容矿主岩特点来进行。文章介绍了几种典型构造环境下(大型走滑、造山挤压和造山崩塌)铈矿床形成机理和成因模式。现有的资料表明铈矿床受壳幔相互作用所制约(如拆沉作用, delamination), 这无疑会成为铈矿研究的热点和难点。

关键词: 铈矿分类 构造环境 拆沉作用 深部来源

中图法分类号: P618.66

1 铈矿床分类

1.1 按矿脉形态分类

按矿脉形态可分为层状铈矿床和脉状铈矿床。层状铈矿床以超大型、大中型为主, 约占世界总储量50%以上。矿床一般远离侵入体而产于大断裂附近; 铈矿床受一定地层层位和岩性控制; 含矿层位主要为碳酸盐地层, 少数为火山-沉积地层; 矿床呈层状、似层状, 产状与围岩蚀变带基本一致。在层控矿床理论盛行的年代, 层状铈矿床尤其是 Sb-W-Hg 组合的层状矿床常被认为属同生沉积成因^[6,7]。但现有资料表明层状铈矿床与容矿主岩年代差别较大, 为后成矿床。例如, 锡矿山超大型铈矿床容矿岩石为中泥盆统余田桥组灰岩, 而辉铈矿、石英、方解石 Sm-Nd 等时线年龄为 $(156.3 \pm 4.6) \times 10^6$ a, 形成于侏罗纪^[1]。脉状铈矿床约占世界总储量40%以上, 也为铈矿床主要类型, 以中、小型为主, 也不乏大型。该类型矿床产在剪切带内, 矿脉呈脉状、透镜状、串珠状等, 其展布受区域性断裂构造和次级断裂构造控制。层状铈矿床和脉状铈矿床常位于同一造山带或同一成矿构造背景, 受控于相同的地球动力学系统。

1.2 按元素组合分类

按元素组合可分为单铈型、铈金型、铈银型、铈钨金型、铈汞型和铈多金属型。

1.3 以容矿岩石作为主导命名分类

含矿岩系或容矿岩石基本上反映出成矿环境和矿床形成方式^[2], 在现有的铈矿床分类中占有主导地位。乌家达等^[2]将我国铈矿床分为7类: ① 碳酸盐型铈矿床; ② 碎屑岩型铈矿床; ③ 浅变质岩型铈矿床; ④ 陆相火山岩型铈矿床; ⑤ 海相火山岩型铈矿床; ⑥ 岩浆期后型铈矿床(花岗岩型铈矿床); ⑦ 外生堆积型铈矿床。一些学者^[2,8-12]在各自的研究中也采用了以容

* 由国土资源部定向课题(编号: 98-14)和973课题(编号: G1999043206)资助
第一作者简介: 余金杰, 男, 1966年生, 副研究员, 中国地质科学院在职博士生, 矿床学专业。邮政编码: 100037
1999-09-13收稿, 2000-01-13修改回

矿岩石为基础的分类方案。胡雄伟等^[8]对上述分类作了适当修改, 将第2、3类合并成碎屑岩型, 将第4、5类合并为火山岩型。胡雄伟等分类方案为: ① 碳酸盐中铈矿床; ② 碎屑岩中铈矿床; ③ 侵入岩中铈矿床; ④ 火山岩中铈矿床; ⑤ 未固结沉积物中铈矿床 (相当于外生堆积型铈矿床)。

铈矿床现有资料表明它们为后成矿床, 成矿时代与容矿岩石时代间隔大, 并且矿床与构造关系极为密切, 而对容矿岩石类型无选择性, 这为区域和成矿带上铈矿产于各种类型岩石所证实。因而, 我们认为以容矿岩石为基础的分类方案存在问题, 因为它没有反映出矿床形成时构造背景或环境。但是, 以矿床形成时的构造背景和环境、矿脉形成方式结合容矿主岩特点为基础的分类仍将成为今后分类的目标。例如, P Gum iel 等对伊比利亚半岛铈矿进行了分类^[7], 这一分类考虑到矿脉的形态、形成方式及矿石共生组合和构造背景。实际上, 是前面所叙的分类方案的综合。

2 几种构造环境下铈矿床的可能成因机制

由于单个矿床成因历来争论不休, 仅解剖单个矿床很难认清成矿的实质。近年来, 从区域尺度来探讨铈矿床形成机制成为必然。但这并不排斥典型矿床解剖的重要性。下面介绍几种构造环境下铈矿床成矿模式, 它们均是在对区域成矿特征认识的基础上提出的。

2.1 与大型走滑断层有关的区域大气水对流成因

Nesbitt 等^[13]在研究加拿大科迪勒拉地区中温金矿床、铈和汞矿床地质和碳、氢、氧同位素特征的基础上, 提出了该模式。地质上, 科迪勒拉地区中温金矿床、铈和汞矿床与走滑断层紧密相关。区域上, 这些金、铈、汞矿床具有垂向上分带性, Au 位于最深部, Sb 位于浅部, 而 Hg 位于近地表。不管容矿岩石类型的多样性 (包括镁质到长英质火山岩和深成岩、各种沉积岩), 这些金、铈、汞矿床亲构造、矿脉位于陡倾斜倾向滑动断层系中, 这些断层系空间上和成因上均与大型走滑断层有关。矿床形成时代具一致性, 与走滑断层活动时代一致, 晚于区域变质作用。同位素地球化学上, 最深部金矿床具有强烈的均一化特点, 在矿区尺度上 $\delta^{18}\text{O}$ 极差为 2% ~ 3%, 在整个科迪勒拉地区 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化于 13% ~ 18%, 同位素均一化说明在许多中温金矿区, 热液活动范围大, 具区域性特点。浅部铈矿床石英脉 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $(21.0 \pm 1.5)\%$, 近地表汞矿床 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $(29 \pm 2.0)\%$ 。即从深部金矿床 → 浅部汞矿床, $\delta^{18}\text{O}$ 值逐渐增大。反映在矿床形成温度方面, 金矿床为 250 ~ 350℃、铈矿床为 200 ~ 300℃、汞矿床为 100 ~ 200℃。考虑到中温金矿床、铈矿床和汞矿床 δD 、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值基本一致, 很可能这 3 种矿床来源于同一流体系统。

基于金、铈、汞矿床来源于同一成矿流体系统, 并且与走滑断层有关的认识, Nesbitt 等建立了大气水对流成因模式^[13]。这一模式强调了 3 种矿床与大型走滑构造活动有关, 成矿时代基本一致, 晚于变形和变质作用之后。也强调了相对高温的同位素遭受了演化的大气水加入, 金、铈、汞为同一成矿流体系统。下面对这一模式作一简要叙述。

大气水对流模式包括大气水深部穿透、化学演化和流体流向上移动、矿石沉淀 (图1)。在大型走滑断裂带及附近, 大气水可以向地下深部穿透到 8 ~ 12 km, 达到脆-韧性过渡带。当大气水在脆性断层系统中向下渗入时, 汲取围岩中 S、Si、Na、K、CO₂、Au、As、Hg、Sb、W

等组分, 考虑到穿透时流体的低水/岩比值, 正在遭受区域绿片岩相变质作用的围岩对流体 pH、 f_{S_2} 、 f_{O_2} 势必有影响, 直接结果导致流体 $\delta^{18}O$ 值升高 (具有变质热液性质)。流体向深部渗透一旦到达脆-韧性过渡带附近, 岩石的渗透率下降。在脆-韧性转换带附近, 流体的“出口处”最有可能为走滑断层及伴生的次级断裂裂隙系统^[13]。走滑断层中上升流体流驱动力可能包括3个方面: 一为上升暖流体和下降冷流体之间的密度差; 二为地震泵吸作用 (Seismic pumping); 三为走滑断层中地温梯度^[14]。

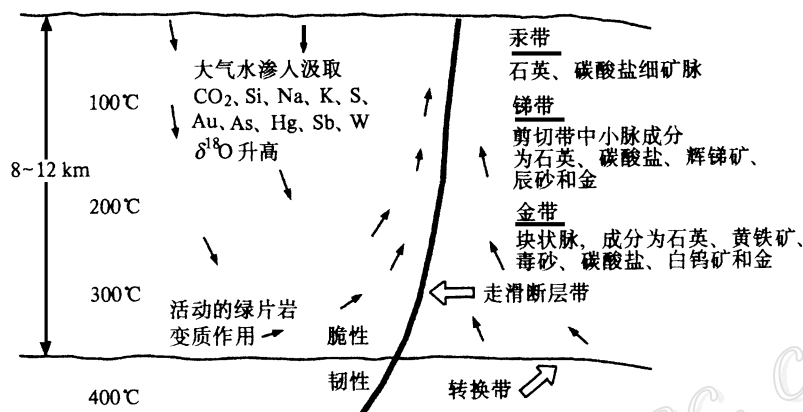


图1 Au-Sb-Hg 系统中流体流、流体地球化学演化和矿床形成

(据 B E Nesbitt 等, 1989)

Fig. 1. Fluid flow, fluid geochemical evolution and formation of ore deposits in Au-Sb-Hg system.

当流体在走滑断裂带向上运移时, 温度、压力逐渐变小。设想流体温度为 $300^{\circ}C$ 、盐度为 $2\% NaCl$, CO_2 含量为 $10 mol\%$, 在 $1 \times 10^8 Pa$ 压力下出现 CO_2 不混溶^[15]。随着 CO_2 从流体中分离出来, 剩下的富水相流体密度增加, 流体上升速率相应变小, 导致流体传导冷凝。 CO_2 的分离、pH 值升高、温度和压力下降引起流体中许多相溶解度降低, 沉淀出脉石英、碳酸盐、黄铁矿和毒砂, 同时引起围岩蚀变, 如碳酸盐化、绢云母化、钠长石化和黄铁矿化。pH 值升高使得流体中 HS^- 含量相对 H_2S 较高, Au 的溶解度增高, 只有当流体温度继续下降, 流体中全硫含量下降时, 最终引起 Au 从流体中沉淀出来。上述分析与金形成于“寄主”矿物之后的事实一致。

富水相流体继续沿走滑断层上升, 温度继续下降, Sb 与石英脉一起沉淀。靠近地表环境下, 此时流体冷凝到 $100 \sim 150^{\circ}C$, CO_2 含量极少, 汞沉淀出走滑断裂带顶部开放空间。

2.2 与造山带挤压环境有关的同构造期变质热液成矿模式

与造山带挤压环境包括洋壳俯冲和陆陆碰撞两个阶段。Dill^[9-11]等研究玻尔维亚安第斯造山带中部和斯洛伐克西喀尔巴阡造山带锑矿时提出了该模式。地质上, 锑矿脉呈鞍形、梯形、细脉状, 与围岩产状一致或切层, 容矿地层为古生代的绿片岩相变质岩系或变质花岗岩。矿床形成时代明显滞后, 为白垩系—第三系, 与安第斯或阿尔卑斯造山作用时代一致。矿床均位于剪切带中, 又称剪切带容矿的锑矿床^[11]。剪切带容矿的锑矿床形成机理见图2, 简要叙述如下:

(1) 矿床形成与造山运动挤压引起的地壳缩短作用有关, 与此相对应必然伴随有构造变形和变质作用, 矿床形成于同构造和同变质期。

(2) 流体来源于变质脱挥发作用。Fyfe 等^[16]描述了前进变质作用期间动力变质成矿作用模型。在角闪岩相 ($t=480\sim 580^{\circ}\text{C}$, $p=4\times 10^8\sim 5\times 10^8\text{ Pa}$) 变质条件下, 含有 CO_2 、 CH_4 和 N_2 的流体能被释放出来。剪切带容矿的铈矿床流体包裹体中 CO_2 、 CH_4 和 N_2 成分相当高^[9-11], 支持了变质脱挥发分作用的存在。变质流体富铈等成矿金属。

(3) 流体迁移受控于主岩内层面、叶理和断裂。深部剪切带为变质流体迁移通道, 剪切带平行于紧闭褶皱的轴平面。变质流体朝着低压部位聚集。背斜枢纽带是低压带, 为层状石英脉形成的最佳场所。平行于褶皱轴平面的剪切带同样为低压带, 利于脉状矿沉淀。

(4) 脉石矿物重晶石的锶同位素和菱铁矿碳同位素指示成矿物质来源于地壳。铈的来源尚不清楚, 但肯定不是来源于容矿的浅变质岩系, 因为这样的围岩条件不足以提供铈等成矿物质^[11]。剪切带容矿的铈矿床赋存于各种类型的岩石中也支持了铈来源与容矿岩石无关。在洋壳俯冲或陆陆碰撞挤压环境下, 铈可能来源于前陆前寒武纪和显生宙结晶基底, 与煌斑岩、蛇绿岩套等基性、超基性岩体关系密切^[11]。

2.3 与造山崩坍张性环境有关的岩浆热液成矿模式

造山崩坍 (orogenic collapse) 指厚度较大重力不稳定的岩石圈根的裂解和沉淀, 也包括相对冷的俯冲板片的裂解和沉淀^[17]。造山崩坍直接结果使得热软流圈物质侵位到浅部岩石圈中, 引起大陆岩石圈热流量 (heat flux) 增强。Boorder 基于以下二点认为阿尔卑斯现代褶皱带内铈、汞、钨矿床为造山崩坍产物^[18]。一为地球物理反映出造山崩坍场所均属矿床栖息地, 二为矿床所在崩坍区区域热流值高。造山崩坍引起的高热流使得浅部地壳发生部分熔融, 产生中酸性火山喷发作用, 在火山机构中形成火山岩容矿岩石的铈矿床^[11]。矿床形成机理类似于浅成低温酸性硫酸盐型和石英-冰长石型金矿床。还有一种情况就是软流圈地幔物质直接沿深大断裂及次级断裂向浅部岩石圈和地壳移动, 在沉积盆地中形成火山沉积喷流型铈-钨-汞矿床^[7,19]。

3 成矿物质铈的来源

3.1 矿源层

不管容矿岩石的时代和岩性, 容矿地层及下部层位 Sb 的丰度值高出地壳克拉克值几个数量级^[3,4], 甚至矿化下部层位含有由火山喷流形成的似层状矿化^[20], 表明容矿岩石及下部层

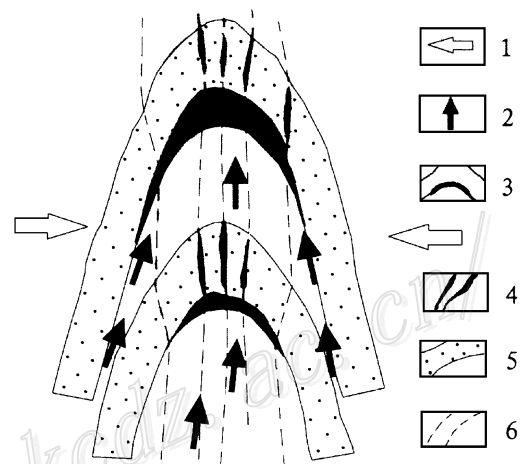


图2 剪切带中同构造和同变质铈矿床形成
(据 H G Dill, 1998)

1—挤压作用; 2—流体迁移; 3—鞍状矿脉; 4—切层矿脉;
5—脆性岩系; 6—破裂

Fig. 2. The formation of syntectonic and synmetamorphic antimony deposits in the shear zone.

1—Compression; 2—Migration of fluids; 3—Saddle ore vein;
4—Bed-cutting ore vein; 5—Brittle rock; 6—Breakage.

位提供了成矿物质。脉石矿物同位素 Rb/Sr、C、O、H 和辉锑矿硫同位素也支持了这一设想。成岩成矿实验的结果表明围岩中高丰度锑能被淋滤出来^[5]。

理论上, 如果锑矿来自容矿围岩及下部层位, 那么在那些地层中势必有一降低场, 尚未见到有关这方面的报道。另外, 现有技术方法无法弄清锑在地层中赋存状态, 地层中锑怎样被淋滤出来仍是无法破解的谜。

3.2 锑来源于地幔的可能性

这一设想基于以下事实: ① 锑多金属矿床与地幔源碱性玄武质火山岩或基性岩墙密切共生。例如, 南非 Murchison 地区太古宙锑-汞-金矿床与镁质超镁质岩浆活动有关^[19], 为火山喷流沉积成因。类似的例子包括西班牙海西期地体中 San Antonio 锑-钨-汞矿床^[7]; ② 魁北克阿巴拉契亚南东魁北克锑矿床位于蛇绿岩和蚀变长英质岩石(原岩为沉积岩)接触带^[21], 锑矿床形成于后期造山环境, 成矿流体来源于橄榄岩发生蛇纹石化的水/岩反应带。魁北克锑矿床与蛇绿岩套有时、空、成因上关系; ③ Robinson 等(1982)对澳大利亚新英格兰地区锑矿床硫同位素进行了研究^[22]。新英格兰地区锑矿床与构造关系密切, 但与主岩岩性关系不大, 在各种类型岩石中均有锑矿床产出。新英格兰地区锑矿床被分为中心型矿石和边缘型矿石, 前者矿石组合为辉锑矿±石英±辉铁锑矿, 后者为辉锑矿±石英±自然锑±辉铁锑矿。中心型矿石辉锑矿 $\delta^{34}\text{S}$ 为 $(5 \pm 2)\%$, 为充足地幔硫在平衡条件下所形成。边缘型矿石辉锑矿 $\delta^{34}\text{S}$ 有两组, 一组 $\delta^{34}\text{S}$ 为 $(0 \pm 2)\%$, 另一组 $\delta^{34}\text{S}$ 为 -25% , 前者代表有限地幔硫的沉淀, 后者表明围岩硫的加入。新英格兰地区辉锑矿 $\delta^{34}\text{S}$ 受控于地幔柱构造; ④ 在澳大利亚新南威尔东北新英格兰造山带南部, 煌斑岩墙与中温金-锑-(砷-钨)矿床空间上紧密共生^[23], 煌斑岩比热液石英脉早或晚, 与石英脉一起受张性断裂构造控制。橄榄安粗岩系煌斑岩墙、中温 Au-Sb 脉状矿床和 I 型中酸性岩类时空展布关系暗示它们形成于造山后环境^[23], I 型中酸性岩类的生成可能与地幔起源岩浆热流入(influx of heat)有关, 地幔物质由于拆沉作用(delamination)向地壳浅部挤入, 直接结果就是在本区形成煌斑岩。

尽管锑矿床与蛇绿岩、碱性玄武岩和煌斑岩墙有密切的时、空关系, 但锑是否来源于地幔尚有争论。一种观点认为由于上述地幔源基性、超基性岩石新鲜样品富集锑, 指示原始地幔源岩浆富集锑; 另一种观点认为, 基性、超基性岩浆侵位过程中“污染”作用和水/岩反应使得蛇绿岩、碱性玄武岩和煌斑岩富集锑, 这些岩石中高含量锑为“次生”成因。例如, 在澳大利亚新南威尔东北新英格兰造山带南部 Hillgrove 矿田内, 煌斑岩富 Sb、Au 等元素, 但其富集是由岩浆沿控矿构造就位时发生锑“污染”所致^[23](包括煌斑岩墙与矿脉的相互作用和煌斑岩墙与其侵入后残余热液之间相互作用)。下面几方面特征支持上述设想: ① 薄层碳酸盐-辉锑矿脉切割矿脉后煌斑岩墙, 并且矿脉后岩墙通常遭受强烈热液蚀变; ② 矿脉后煌斑岩墙侵入到矿脉中, 岩墙中见早先形成的石英-辉锑矿“捕虏体”, 局部见到浸染状辉锑矿; ③ 新鲜的矿脉后煌斑岩中碳酸盐碳、氧同位素与强烈蚀变煌斑岩中碳酸盐碳、氧同位素和矿脉碳、氧同位素无法区分。

Jochum 等^[24, 25]对现代海底洋中脊和洋岛玄武岩中 Sb 的含量及习性进行了研究, Sb 为活泼性极强元素, 洋中脊玄武岩中 Sb 的富集系数(蚀变玄武岩中锑含量/新鲜玄武岩中锑含量)达到2000, 锑可作为现代海底海水蚀变的指示器^[25], 洋中脊和洋岛玄武岩中高含量 $(0.02 \times 10^{-6} \sim 0.8 \times 10^{-6})$ 锑为海水-玄武岩反应的结果, 并不代表原始岩浆中锑含量高。

我们认为, 尽管锑是否最终来源于地幔尚有争论, 但无疑许多锑矿床的形成受深部壳幔相互作用(例如拆沉作用, delamination)所制约, 这方面研究将成为锑矿床研究的热点和难点。

参 考 文 献

- 1 裴荣富等. 中国特大型矿床成矿偏在性与成矿异常构造聚敛场. 北京: 地质出版社, 1998, 202~ 222.
- 2 乌家达, 尚启明, 赵守耿. 中国锑矿床. 见: 中国矿床编委会编著. 中国矿床(上册). 北京: 地质出版社, 1994, 338~ 412.
- 3 肖启明, 李典奎. 湖南锑矿成因探讨. 矿床地质, 1984, 3(3): 13~ 24.
- 4 王学琨. 贵州独山改造型锑矿床地球化学特征. 地质论评, 1995, 41(1): 61~ 73.
- 5 何江, 马东升, 陈伟等. 湘西低温汞、锑、金矿床成矿作用地球化学研究. 北京: 地质出版社, 1998.
- 6 Maucher A. The stratabound cinnabar-stibnite-scheelite deposits (discussed with examples from the Mediterranean region). In: Wolf K H ed. Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. Amsterdam, Elsevier, 1976, 7: 477~ 503.
- 7 Gumiel P, Arribas A. Antimony deposits in the Iberian peninsula. Econ. Geol., 1987, 82: 1453~ 1463.
- 8 Xiao wei H, Satoshi M, Mingkui S, Buoli. Classification and distribution of antimony deposits in China. Resource Geology, 1996, 46(5): 287~ 297.
- 9 Dill H G, Weiser T et al. The composite gold-antimony vein deposits at Kharma (Bolivia). Econ. Geol., 1995, 90(1): 51~ 66.
- 10 Dill H G, Pertold Z et al. Sediment-hosted and volcanic-hosted Sb vein mineralization in the Potosi region, central bolivia. Econ. Geol., 1997, 92: 623~ 632.
- 11 Dill H G. Evolution of Sb mineralization in modern fold belts: A comparison of the Sb mineralization in the central Andes (Bolivia). and the western Carpathians (Slovakia). Mineralium Deposita, 1998, 33: 359~ 378.
- 12 Chovan M et al. Origin of the fluids associated with granodiorite-hosted Sb-As-Au-W mineralization at Dubrava (Nizke Tatry Mts, Western carpathians). Mineralium Deposita, 1995, 30(1): 48~ 54.
- 13 Nesbitt B E, Muehlenbachs K, Murowchick J B. Genetic implications of stable isotope characteristics of mesothermal Au deposits and related Sb and hg deposits in the Canadian Cordillera. Econ. Geol., 1989, 84: 1489~ 1506.
- 14 Kerrich R, La tour T E, Willmore L. Fluid participated in deep fault zones: Evidence from geological, geochemical, and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ relations. Journal of Geophysical Research, 1984, 89: 4331~ 4343.
- 15 Frank E U. Survey of selected non-thermodynamic properties and chemical phenomena of fluids and fluid mixtures. In: Richard D T, Wicksman F E eds. Physics and chemistry of the earth. New York, Pergamon Press, 1981, 13~ 14: 65~ 81.
- 16 Fyfe W S, Henley R W. Some thoughts on chemical transport processes, with particular reference to gold. Mineral Science and Engineering, 1973, 5: 295~ 33.
- 17 Dewey J F. Extensional collapse of orogens. Tectonics, 1988, 7: 1123~ 1139.
- 18 Boorder H D, Spackman W, White S H, Wortel M J R. Late Cenozoic mineralization, orogenic collapse and slab detachment in the European Alpine belt. Earth and planetary Science Letters, 1998, 164(3~ 4): 569~ 575.
- 19 Boorder H D, Westerhof A B. Tectonic control of early to middle Paleozoic volcanism and related mercury and antimony mineralization in southern central Iberia. Econ. Geol., 1994, 89: 656~ 661.
- 20 Gokce A, Spiro B. Sulfur isotope study of source and deposits of stibnite in the Turhal area, Turkey. Mineralium Deposita, 1991, 26, 30~ 33.
- 21 Normand C, Gauthier M, Jerbak M. The Quebec antimony deposits: an example of gudmundite-native antimony mineralization in the ophiolitic melange of the southeastern Quebec Appalachians. Econ. Geol., 1996, 91: 149~ 163.
- 22 Robinson B W, Farrand M G. Sulfur isotopes and the origin of stibnite mineralization in New England, Australia.

- Mineralium Deposita, 1982, 17: 161~174.
- 23 Ashley P M, Cook N D J, Hill R L, Kent A J R. Shoshonitic lamprophyre dykes and their relation to mesothermal Au-Sb veins at Hillgrove, New South Wales, Australia. *Lithos*, 1994, 32 (3~4): 249~272.
- 24 Jochum K P, Verma S P. Extreme enrichment of Sb, Tl and other trace elements in altered MORB. *Chemical Geology*, 1996, 130 (3~4): 289~299.
- 25 Jochum K P, Hofmann A W. Constraints on earth evolution from antimony in mantle-derived rocks. *Chemical Geology*, 1997, 139 (1~4): 39~49.

A PRELIMINARY DISCUSSION ON SOME PROBLEMS OF ANTIMONY DEPOSITS

Yu Jinjie

(*Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037*)

Yan Shenghao

(*Metallogenic Prospect Division, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037*)

Key words: classification of antimony deposits, tectonic setting, delamination, deep source

Abstract

The most important problems in the study of antimony deposits include classification of antimony deposits, genetic models of antimony deposits in various tectonic settings, and antimony sources. In further classification of antimony deposits, we should consider tectonic settings, origin of antimony deposits and host rocks. This paper deals with genetic models of antimony deposits in different tectonic settings. The data of antimony deposits indicate that the formation of antimony deposits is controlled by such interactions between the crust and the mantle as delamination. This seems to be the most important and difficult problem.