

藏北美多锑矿带地质地球化学特征 及其地球动力学背景探讨

闫升好¹⁾ 余金杰¹⁾ 赵以辛²⁾ 徐志忠³⁾ 王安建⁴⁾ 滕荣丽¹⁾

1) 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037; 2) 吉林大学地球科学学院, 吉林 长春, 130026;

3) 西藏自治区地质矿产局第六地质队, 西藏 拉萨, 850000; 4) 中国地质科学院, 北京, 100037

摘 要 藏北美多锑矿带位于小唐古拉山南麓, 东西长 200 km、南北宽 40 km, 已发现锑矿床(点)10 多处, 其中以美多矿床规模最大。锑矿产于上三叠统土门格拉群的硅质岩组, 受 NW 向和 NE 向断裂联合控制。矿石矿物主要为辉锑矿, 脉石矿物有石英、蛋白石和方解石等。矿石类型有浸染状硅质岩型、辉锑矿-石英脉型、角砾状硅质岩型、辉锑矿-方解石脉型等 4 种。矿石硫、铅、氢、氩同位素研究表明, 成矿流体为大气降水, 成矿物质不可能主要由围岩地层提供, 地幔物质参入成矿明显。成矿年龄为 20 Ma, 处于青藏高原新生代大陆碰撞造山带形成演化的后碰撞构造阶段。成矿作用在时间与空间上与藏北大规模富碱中性熔岩所对应的构造热事件(30~10 Ma)相耦合以及地幔物质参入成矿的事实表明, 藏北锑矿带的形成可能与中新世以来造山带增厚岩石圈底部拆沉作用引起的软流圈上升和地幔底辟作用有关。

关键词 藏北 锑矿 氢氩同位素 碰撞造山带 后碰撞阶段

Geology and Geochemistry of the Meiduo Antimony Ore Belt in Northern Tibet : Its Origin and Geodynamic Setting

YAN Shenghao¹⁾ YU Jinjie¹⁾ ZHAO Yixin²⁾ XU Zhizhong³⁾ WANG Anjian⁴⁾ TENG Rongli¹⁾

1) Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing, 100037; 2) College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun, Jilin, 130026;

3) No. 6 Geological Party, Xizang Bureau of Geology and Mineral Resources, Lhasa, Tibet, 851400;

4) Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037

Abstract The EW-trending Meiduo antimony ore-forming belt 200 km in length and 40 km in width, is distributed along the southern edge of the Tanggula Mountains in the northern part of Tibet. More than ten deposits have been founded in this area, of which Meiduo is the largest one. The antimony orebody is hosted in the siliceous rocks of the Tumengela Group and controlled jointly by the NW- and NE-striking faults. The antimony ores are mainly composed of such minerals as stibnite, quartz, opal and calcite. Four types of ores could be identified, namely disseminated siliceous rocks, stibnite-quartz veins, brecciated siliceous rocks, and stibnite-calcite veins. Isotopic compositions of the sulfur, lead, helium and argon indicate that the ore-forming fluids were mainly meteoric water, the ore metals seemed unlikely to be provided mainly by the wall rocks, and some mantle-derived materials obviously participated in the ore-forming process. The metallogenic age is about 20.2 m. y., suggesting the post-collision stage of the Qinghai-Tibet Cenozoic continent collision orogen. The time-space coupling of the ore-forming event with the tectonic - thermal event corresponding to the extensive alkali-rich lavas(30~10 m. y.) and the obvious participation of the mantle-derived materials in the ore-forming process suggest that the formation of the Meiduo antimony ore belt was most probably connected with the upwelling of the rheosphere or mantle diapir and the delaminating of the bottom part of the thickened lithosphere within the orogen since Miocene.

Key words northern Tibet plateau antimony deposit helium and argon isotope collisional orogen post-collision stage

青藏高原独特的岩石圈结构、板块构造格局以及巨大的资源潜力, 使其成为研究大陆碰撞造山带形成、演化及其资源环境效应, 探索大陆成矿动力学

机制和区域成矿体系的理想场所。关于青藏高原矿产的形成及其时空分布规律, 前人已做了大量工作, 并取得了一些显著进展(陈文明等, 2000; 王成善等,

2001 汪登红等, 2002), 成矿时间大多属新生代, 如玉龙斑岩铜矿、金顶铅锌矿等; 空间上, 已知重要的大型、超大型矿床(或矿集区)多分布于高原周边地区及高原内部的巨型构造结合带, 这些地带被认为是地幔上涌、岩石圈减薄、壳幔作用和成岩成矿最为强烈的地带; 成矿物质来源总体上以幔源或壳幔混合源为主, 地幔物质和流体参与成矿作用比较明显。然而, 上述规律性认识的获得主要依据于地质工作程度相对较高的高原周边地区, 对于广大的高原腹地来说, 长期以来, 恶劣的气候和自然地理条件严重制约着该区基础地质调查和矿产资源勘查工作, 致使人们对其矿产资源潜力和成矿作用特点认识至今尚不清楚。因此, 开展藏北空白地区成矿作用研究, 对更好地认识青藏高原整体的成矿规律和成矿动力学机制, 无疑具有重要意义。本文以最近几年在羌塘盆地的中生代沉积地层中发现的形成于 20 Ma 左右的美多锑矿带为例, 探讨研究青藏高原新生代大陆碰撞造山带后碰撞阶段的成矿作用特点及其大陆动力学背景。

1 成矿地质环境

藏北美多锑矿带位于小唐古拉山南麓, 西起多尔索洞错, 东至土门格拉煤矿, 东西长约 200 km, 南北宽约 40 km。大地构造上, 美多锑矿带位于班公错-怒江缝合带以北的羌塘-三江复合板片之色哇陆缘拗陷(西藏区域地质志, 1993), 区域性 NW 向吐错-查乌拉大断裂(或小唐古拉山南缘断裂)沿矿带中部穿过。

根据研究区东部新近完成的 1:20 万唐古拉山口幅区域地质调查资料(青海省区调综合地质大队, 1998), 锑矿带出露地层有上三叠统土门格拉群、中侏罗统雁石坪群、白垩系、第三系和第四系。土门格拉群由下部碳酸盐岩组和上部含煤碎屑岩组两部分组成, 二者呈整合接触。其在土门格拉煤矿一带出露最为典型, 厚度大于 1 500 m, 与上覆地层中侏罗统雀莫错组呈断层接触关系。中侏罗统雁石坪群由紫色-灰色砂岩、粉砂岩和灰岩等组成, 厚度大于 6 293 m, 呈 NWW—SEE 向展布。自下而上分为 6 个岩组: 雀莫错组、玛托组、温泉组、夏里组、索瓦组和扎窝茸组, 各组之间为整合接触关系。白垩系仅出露下统, 由紫色、紫红色中厚层-厚层粗砾岩、复成分砾岩、岩屑砂岩组成, 夹亮晶灰岩透镜体, 不整合于上三叠统一中侏罗统之上, 总厚度 443.7 m。第三系为一套紫红色碎屑岩, 岩性为灰紫-紫红色薄-

中层细粒岩屑石英砂岩、含泥砾中粗粒岩屑石英砂岩、桔红色泥质粉砂岩夹灰绿色块层状安山岩, 底部为紫灰色块层状复成分砾岩。第四系广泛分布于区内沟谷地带。

研究区构造较为简单, NWW—SEE 向宽缓的复式褶皱及走向和横向断裂构成区域主干构造格架。褶皱构造主要有美多背斜和纳扎江木东向斜。断裂构造可分为 3 组: ①NW—NWW 向断裂有 10 余条, 自北向南依次是北温泉断裂、当玛岗断裂、尕尔根断裂、小唐古拉山南缘断裂、姜格-索日断裂、查曲亚洛断裂及杜日永确-改毛江刀断裂等, 断裂规模一般较大, 构造性质多属压性逆断层, 形成于晚印支—燕山期, 构成研究区主干断裂构造, 严格控制了区内酸性火山岩和锑矿带的空间展布。目前发现的所有锑矿床(点)均沿断裂两侧分布, 构成规模宏大呈 NW 向展布的藏北锑矿带。②NE—NNE 向断裂规模不大, 走向延伸几公里至十几公里, 多属张扭性质, 是与第一组断裂相伴形成的次级构造, 其与 NWW 向断裂共同控制了锑矿床内富锑矿脉的形成与分布。③近 SN 向断裂集中分布于研究区的中部地带, 规模较小, 一般长 2~5 km。根据邻区地质资料, 该组断裂是研究区内最新的一组断裂, 为张性正断层, 多构成第四系断陷盆地的边界断裂, 沿断裂成群分布有现代温泉及泉华, 明显属喜马拉雅期构造运动产物。

带内酸性火山岩较为发育, 多沿断裂带呈不连续的串珠状分布, 岩石类型主要有流纹质凝灰岩、流纹质凝灰角砾岩和英安岩等, 构成美多锑矿带的主要容矿围岩。目前对这些火山岩的产状和区域展布特征尚不太清楚, 推测可能主要呈夹层分布于上三叠统土门格拉群含煤碎屑岩组中。

2 矿床地质特征

目前, 藏北锑矿带已发现锑矿床(点)10 多处, 规模较大的有美多、纳扎江木东、尕尔巴阔尔、尕尔西姜和美多献纳等。根据容矿岩石类型和成矿作用特点, 可划分为 3 种类型: ①产于硅质岩中浸染状或细脉浸染状锑矿, 以尕尔巴阔尔为代表; ②产于长石英砂岩裂隙中脉状锑矿床, 以索日锑矿和纳扎江木东锑矿为代表; ③产于硅质岩裂隙中脉状锑矿床, 典型矿床有美多和尕尔西姜。以下将重点描述规模最大的美多锑矿床地质特征(图 1)。

美多锑矿床的容矿地层为土门格拉群, 岩层走向 $120^{\circ}\sim 140^{\circ}$, 倾向南, 倾角 $40^{\circ}\sim 50^{\circ}$, 出露厚度大

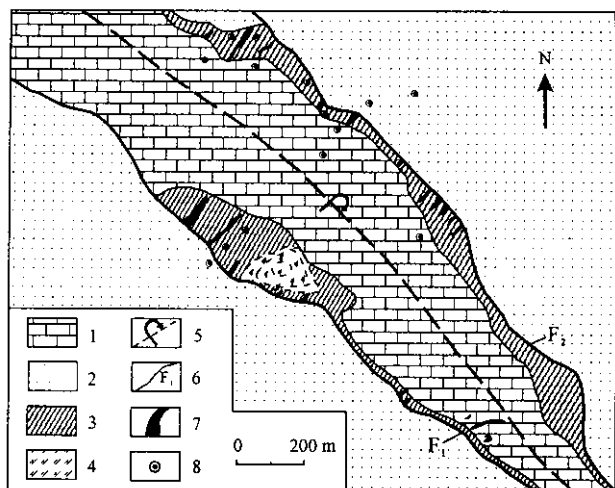


图1 藏北锑矿带美多矿床地质略图

(根据西藏地质矿产局第六地质队资料简化)

Fig.1 Sketch map showing the geology of Meiduo

deposit in northern Tibet(Simplified after data from

the No.6 geological party of Tibet)

1-土门格拉群碳酸盐岩组 2-土门格拉群碎屑岩组 3-硅质岩;

4-流纹质凝灰岩 5-倒转背斜 6-断层及编号 7-富锑矿脉 8-钻孔

1-carbonate rock of the Tumengela group 2-clastic rock of the Tumengela group 3-siliceous rock 4-rhyolitic tuff 5-inverted anticline 6-fault;

7-antimony shoot 8-drilling hole

于1000 m。土门格拉群由含煤碎屑岩组、硅质岩组和碳酸盐岩组3部分组成。含煤碎屑岩组分布于矿区的SW和NE,与上伏硅质岩组为断层接触,厚度大于60 m,岩性为一套紫红色、杂色长石英砂岩、粉砂岩、泥岩等。碳酸盐岩组分布于矿区中部美多背斜核部,岩性为生物碎屑灰岩、结晶灰岩夹泥质粉砂岩,厚度大于900 m。硅质岩组位于含煤碎屑岩组与碳酸盐岩组之间,厚度约80 m。

除南矿段的南东部可见少量锑矿脉赋存于碳酸盐岩中外,矿体大多产于硅质岩内。按硅质岩结构特征可分为块状硅质岩、角砾状硅质岩、孔洞状硅质岩和层纹状硅质岩。块状硅质岩为黑色,镜下以它形显微石英为主,粒径10~30 μm ,含少量绢云母和黑云母等。层纹状硅质岩由黑白相间的条带或不同粒径石英相间排列显示出层纹的存在。孔洞状硅质岩的孔洞充填有成矿期(后)的石英、蛋白石、方解石和辉锑矿。角砾状硅质岩角砾大小一般1 mm至1 cm,较大者5~8 cm,角砾成分较复杂,但以流纹质凝灰岩为主,“胶结物”为硅质岩。

地表探槽、浅井、露天采坑及钻孔资料均揭示,矿区存在2条NW向断裂构造带 F_1 和 F_2 ,倾向南,倾角约65°。沿断裂构造带发育断层泥、断层角砾

岩和劈理化带。这两条NW向断裂控制了锑矿化呈NW向带状分布。NNE—NE向断裂多为张性断裂,控制了矿区富矿体的空间展布,其与NW向断裂构造交汇、叠加部位往往形成富矿囊或矿柱。

矿床内经工程控制的锑矿带有2条,分别受 F_1 和 F_2 两条NW向断裂控制,均呈NW—SE向延伸。矿带长约2 km,出露宽10~30 m。在NNE—NE向断裂与NW向断裂交汇处,可见到受NNE—NE向张性断裂控制的脉状、囊状和鸡窝状矿脉。这些富锑矿脉长10~20 m,宽3~7 m,品位达到10%~60%。

矿石矿物组合简单。金属矿物主要为辉锑矿,脉石矿物有石英、蛋白石、方解石等。根据矿物共生组合、辉锑矿形态、粒度及含量,可划分出4种矿石类型:①浸染状硅质岩型矿石,针柱状、放射状辉锑矿呈浸染状分布于硅质岩中,矿物组合为辉锑矿+石英+蛋白石,辉锑矿粒径多为0.2~0.7 mm;②块状辉锑矿-石英脉型矿石,呈巢状、囊状、脉状等产于NNE—NE向断裂破碎带中,矿物组合为辉锑矿+石英。辉锑矿呈柱状,晶体粗大,一般1 cm×5 cm,最长可达30~40 cm以上,矿石辉锑矿含量约50%~85%;③角砾状矿石,产于角砾状硅质岩和NNE—NE向断裂破碎带中,物质组合为辉锑矿+蛋白石(或石英)+黄铁矿,辉锑矿呈细粒针柱状、或呈放射状-毛发状集合体不均匀分布于硅质岩角砾缝隙间,黄铁矿呈细脉或团块状产于硅质角砾中;④块状辉锑矿-方解石脉型,矿物组合为辉锑矿+方解石+蛋白石(或石英)+萤石等。辉锑矿呈长柱状、晶体粗大,可达3~5 cm,一般小于3 cm,大多以放射状集合体形式分布在方解石中,方解石和萤石是该类矿石的标志性矿物。

按照矿物共生组合及矿物间交代关系,可将成矿作用划分成4个阶段:第一阶段形成浸染状和细脉浸染状硅质岩型辉锑矿;第二阶段为石英-辉锑矿阶段;第三阶段为蛋白石-辉锑矿阶段;第四阶段为碳酸盐阶段。根据流体包裹体获得成矿温度130~250 $^{\circ}\text{C}$,成矿流体盐度0.85%~5.2%。

3 同位素地球化学特征

3.1 硫、铅同位素

11件辉锑矿样品的硫和铅同位素测定结果见表1。从中可以看出, $\delta^{34}\text{S}$ 变化于-6.6‰~+2.6‰,极差9.2‰。其中,第一成矿阶段(Mo-1、Mo-7和Mo-8)辉锑矿 $\delta^{34}\text{S}$ 变化于+0.6‰~

+2.4‰,极差 1.8‰,均值 1.3‰;第二成矿阶段(Mo-16、Mo-18、Mo-21、Mo-11)辉锑矿 $\delta^{34}\text{S}$ 变化于 -2.6‰~+2.6‰,极差 5.2‰,均值 0.48‰;第三成矿阶段(Mo-19、Mo-34) $\delta^{34}\text{S}$ 变化于 -4.5‰~-6.6‰,极差 2.1‰,均值 -5.55‰;第四成矿阶段(Mo-17、Mo-22)辉锑矿 $\delta^{34}\text{S}$ 为 -6.0‰~+1.9‰,极差 7.9‰,均值 -2.05‰。总体来说,美多锑矿床第一和第二成矿阶段硫同位素组成显示深源硫特点,第三、四成矿阶段辉锑矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值略有降低,并出现较大的负值(-4.5‰~-6.6‰)。造成这种情况

的原因最大可能是,由于地表大气降水的加入导致成矿流体温度降低和氧逸度升高,使得成矿流体中 HS^- 或 H_2S 被氧化成 HSO_4^- 和(或) SO_4^{2-} (Ohmoto 等,1997;Robinson 等,1982;Zhang,1986)。

在铅同位素构造环境判别图上(图2),第一成矿阶段和第二成矿阶段样品大多位于地幔铅演化曲线附近,第三和第四成矿阶段样品则基本位于下地壳和造山带铅演化线附近,表明矿石铅主要来源于地幔,部分可能来源于下地壳,成矿作用与造山作用有一定联系,而与上地壳源无关。

表 1 西藏美多锑矿床辉锑矿硫、铅同位素组成
Table 1 Sulfur and lead isotopic compositions of stibnites from Meiduo antimony deposit ,Tibet

序号	样号	样品描述	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
1	Mo-1	硅质岩中浸染状辉锑矿	2.4	18.269	15.466	38.237
2	Mo-7	硅质岩中细脉浸染状辉锑矿	0.6	18.268	15.489	38.428
3	Mo-8	硅质岩中浸染状辉锑矿	0.9	—	—	—
4	Mo-11	灰岩裂隙中脉状石英辉锑矿	-2.6	—	—	—
5	Mo-16	块状辉锑矿矿石	1.0	17.696	15.477	37.839
6	Mo-18	石英辉锑矿脉	0.9	17.737	15.478	37.856
7	Mo-21	石英辉锑矿脉	2.6	18.465	15.607	38.600
8	Mo-19	石英+蛋白石+辉锑矿	-4.5	17.904	15.340	37.749
9	Mo-34	蛋白石+辉锑矿	-6.6	18.133	15.354	37.760
10	Mo-17	石英+辉锑矿+方解石	1.9	18.116	15.453	38.095
11	Mo-22	石英+方解石+辉锑矿	-6.0	18.166	15.597	38.386

注:测试单位为中国科学院地质和地球物理研究所同位素室。

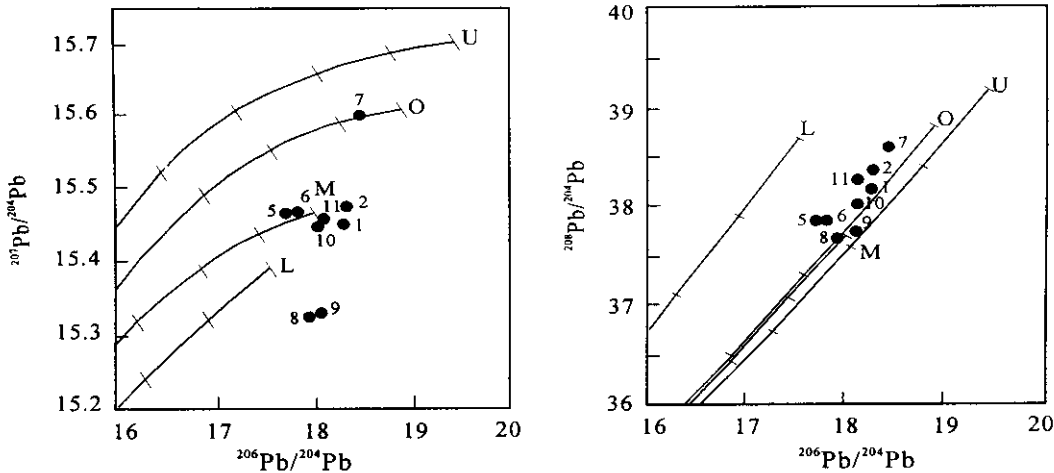


图 2 美多锑矿床铅同位素构造环境图解(底图据 Zartman,1981)

Fig.2 Tectonic discrimination diagram for lead isotope of Meiduo antimony deposit (from Zartman,1981)

L-下地壳;U-上地壳;M-地幔;O-造山带

L-lower crust;U-upper crust;M-mantle;O-orogen

3.2 碳、氢、氧同位素

美多锑矿床石英、蛋白石、方解石中氢、氧和碳

同位素分析结果表明(表2):5件石英样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 0.2‰~4.4‰,平均为 1.94‰;1个蛋白石 $\delta^{18}\text{O}$

值为 6.2‰, 2 个方解石样品 $\delta^{18}\text{O}$ 均为 7.6‰, 显示成矿流体演化过程中有逐渐富 ^{18}O 的趋势。2 个石英包裹体样品 δD 为 $-148\text{‰} \sim -162\text{‰}$, 平均为 -155‰ , 1 个方解石 δD 为 -131‰ 。利用包裹体均一温度, 按有关同位素分馏方程求得与石英平衡水

$\delta^{18}\text{O}$ 值为 $-18.0\text{‰} \sim -6.27\text{‰}$, 与方解石处于平衡水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $-6.13\text{‰} \sim 0.83\text{‰}$ 。将上述数据投影到 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 相关图解上(图 3), 显示成矿流体主要为大气降水。

研究表明, 海相碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值一般固定在 $0 \pm$

表 2 西藏美多锑矿床碳、氢、氧同位素组成
Table 2 Carbon, hydrogen and oxygen isotopic compositions of Meiduo antimony deposit

样号	样品描述	测试矿物	均一温度/℃	$\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物}}/\text{‰}$	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}/\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{矿物}}/\text{‰}$
Mo-34	蛋白石+辉锑矿	蛋白石		6.2	—	—	—	—
Mo-13	石英+辉锑矿+方解石	石英		4.4	—	$-13.8 \sim -6.3$	—	—
Mo-18	石英+辉锑矿	石英	130~230	1.5	-162	$-16.7 \sim -9.2$	-20.0	—
Mo-16	块状辉锑矿矿石	石英	平均 181	2.2	—	$-16.0 \sim -8.5$	—	—
Mo-19	石英+蛋白石+辉锑矿	石英		1.4	—	$-16.8 \sim -9.3$	—	—
Mo-21	石英+辉锑矿	石英		0.2	-148	$-18.0 \sim -10.5$	3.0	—
Mo-22	石英+方解石+辉锑矿		130~250	7.6	-131	$-6.1 \sim 0.8$	4.8	4.3
Mo-17	石英+方解石+辉锑矿	方解石	平均 207	7.6		$-6.1 \sim 0.8$	4.1	3.6

注 测试单位为中国地质科学院矿产资源研究所同位素室; $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 计算: $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}=3.42 \times 10^6\text{T}^{-2}-2.86$ (张理刚, 1985);
 $\delta^{18}\text{O}_{\text{方解石}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}=2.78 \times 10^6\text{T}^{-2}-3.39$ (Bottinga, 1969); $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 计算: $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}-\delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}}=-2.4612+7.6663 \times 10^3\text{T}^{-1}-2.9880 \times 10^6\text{T}^{-2}$ (Bottinga, 1969)。

4‰, 有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-10\text{‰} \sim -35\text{‰}$ (平均 -25‰)。幔源碳为 $-5\text{‰} \sim \pm 2\text{‰}$ (Ohmoto, 1977)。美多矿床方解石-辉锑矿脉的方解石 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $3.6\text{‰} \sim 4.3\text{‰}$, 比岩浆碳高得多, 说明碳可能主要来源于土门格拉群碳酸盐岩。利用同位素交换方程, 求得与方解石平衡的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值介于 $4.14\text{‰} \sim$

4.84‰ , 与 Mo-21 样品包裹体实测值差不多。Mo-18 号样品包裹体 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值为 -20.0‰ , 说明有机质可能参入了成矿, 与激光拉曼和显微红外光谱分析揭示成矿流体含微量 CO_2 、 CH_4 、 C_6H_6 、 CH_2 等的结果相吻合。

3.3 氢、氩同位素

美多锑矿床的辉锑矿和石英流体包裹体氢、氩同位素测试结果见表 3。从中可以看出, 石英 ^4He 浓度最低, 为 $0.33 \times 10^{-6} \text{ cm}^3 \cdot \text{STP/g}$, 块状和浸染状辉锑矿 ^4He 浓度较高, 达 $(4.76 \sim 9.46) \times 10^{-6} \text{ cm}^3 \cdot \text{STP/g}$, 比石英高一个数量级。对块状辉锑矿而言, 石英和辉锑矿为共生矿物, 其形成时圈闭在 2 个矿物包裹体中氢浓度应基本一致, 上述差异表明, 样品形成之后辉锑矿中流体氢得到了较好保存, 而石英包裹体氢则发生了明显丢失(Baptiste 等, 1996; Turner 等, 1993; 胡瑞忠等, 1999)。石英和辉锑矿氩浓度变化范围几乎一致, 为 $(1.98 \sim 5.6) \times 10^{-6} \text{ cm}^3 \cdot \text{STP/g}$, 表明石英流体中在大量丢失氢的过程中并未伴随明显的氩丢失, 这与其他学者的认识(Trull 等, 1991; 胡瑞忠等, 1999)基本一致, 即流体包裹体对氩有很好的保存能力, 即使是最漏氩的石英, 其流体包裹体氩在漫长的地质历史时期也可以定量保存下来。

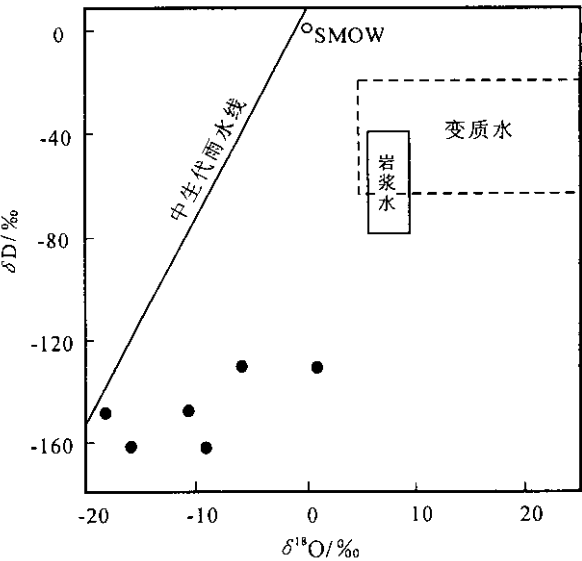


图 3 美多锑矿床成矿流体氢、氧同位素组成

Fig. 3 Hydrogen and oxygen isotopic compositions of the ore-forming fluids in Meiduo antimony deposit

表 3 美多锑矿床氦氩同位素组成

Table 3 Helium and argon isotopic compositions of Meiduo antimony deposit

样品	$^3\text{He}/\times 10^{-13}$ $\text{cm}^3\cdot\text{STP/g}$	$^4\text{He}/\times 10^{-6}$ $\text{cm}^3\cdot\text{STP/g}$	$^3\text{He}/^4\text{He}/\times 10^{-6}$	R/Ra	$^{36}\text{Ar}/\times 10^{-9}$ $\text{cm}^3\cdot\text{STP/g}$	$^{40}\text{Ar}/\times 10^{-6}$ $\text{cm}^3\cdot\text{STP/g}$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
石英辉锑矿脉中辉锑矿	10.95	0.782	1.4	1.0	1.755	0.523	298
石英辉锑矿脉中辉锑矿	0.968	0.088	1.1	0.79	0.0848	0.024	283
浸染状辉锑矿	302.72	9.46	3.2	2.29	19.5	5.6	287
块状辉锑矿	61.88	4.76	1.3	0.93	15.89	4.8	302
石英辉锑矿脉中石英	0.0132	0.33	0.004	0.029	0.647	1.98	306
MORB	—	—	12	—	—	—	13000~25250
夏威夷热点 Loihi	—	—	38	—	—	—	360~425
大陆壳	—	—	0.04	—	—	—	1650~170000
大气、地表水	—	—	1.4	—	—	—	295.5

注 测试单位为中国地质科学院矿产资源研究所同位素室 R/Ra 为样品 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 与大气 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 之比值。

由于惰性气体元素的化学性质稳定,氦、氩等同位素已成为追踪流体来源与演化的重要手段。研究表明地幔氦是地球原始氦的残余部分,以富 ^3He 为特征, $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值为 $6\sim 8\text{ Ra}$ (Ra 为空气的 $^3\text{He}/^4\text{He}=1.39\times 10^{-6}$),地壳氦为放射性成因,其 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值取决于地壳中 U、Th 含量,约为 $0.01\sim 0.05\text{ Ra}$ (Stuart 等,1995)。氦同位素可以作为地幔脱气的灵敏指示器,甚至在没有火山活动的地区也是这样(Oxburgh 等,1986)。

地壳中 ^3He 主要受中子反应 $^6\text{Li}(n,\alpha)^3\text{He}$ 控制, ^4He 主要由 U、Th 等放射性元素衰变产生。由于研究区缺乏含锂矿物,辉锑矿 U、Th 含量又极低,因此其 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值基本代表了成矿流体 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 。美多矿床辉锑矿 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值变化于 $0.79\sim 2.29\text{ Ra}$,接近或略大于大气和地表水的 $^3\text{He}/^4\text{He}$,但高出地壳特征值两个数量级。在 $^3\text{He}-^4\text{He}$ 图上(图 4)样品位于地幔氦与地壳氦之间靠近地幔一侧,表明地幔物质参入成矿较为明显或者说成矿流体中存在地幔来源 He。石英样品 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值仅为 0.029 Ra ,比辉锑矿低 2 个数量级,说明氦的扩散丢失的确会引起成矿流体中 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 发生变化(Simmons 等,1988;胡瑞忠等,1999)。

氩同位素的情况要复杂得多。这一方面是因为各种构造环境形成的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 具有很大的重叠性(表 3);另一方面,氩同位素极易遭受大气污染(Stuart 等,1995)。美多辉锑矿 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 变化于 $287.5\sim 306.2$,与大气和饱和空气水的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 值基本一致,加上 H、O 同位素具大气降水特征,说明氩为大气成因。

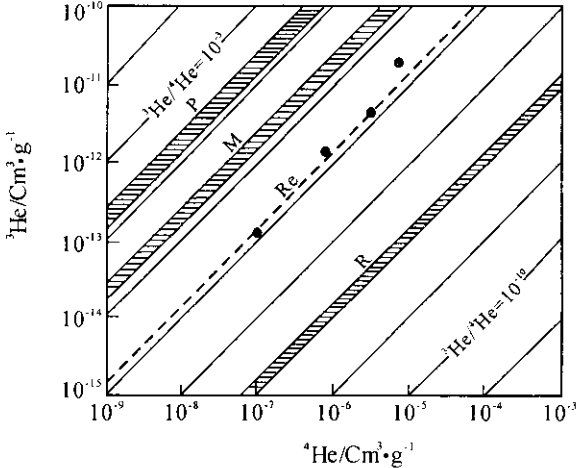


图 4 美多锑矿床辉锑矿氦同位素组成
(据 Mamyrin 等,1984)

Fig.4 The helium isotopic composition of stibnites in Meiduo deposit (from Mamyrin et al., 1984)
P, M, R, Re 分别代表原始氦、地幔氦、地壳氦和大气氦
P, M, R and Re represents for the primitive, mantle, crust and atmosphere respectively

4 矿床成因

4.1 成矿时代

锑矿脉石英中流体包裹体 Rb、Sr 同位素组成测试结果见表 4。9 个样品 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值较接近,极差仅为 0.00279 。由 M19、M51、M12、M30 等 4 个样品给出的等时线年龄(t)为 $20.2\pm 1.8\text{ Ma}$,相关系数(r)为 0.99209 (图 5)。此年龄值与锑矿脉产于喜马拉雅期 NE—NNE 向张性断裂的地质特征吻合,基本可以代表成矿年龄。

4.2 成矿物质来源及地球动力学背景

锑在地壳的平均丰度值很低,为 5×10^{-7} 或 $2\times$

表 4 美多锑矿床石英包裹体 Rb、Sr 含量和同位素组成
Table 4 Composition of Rb and Sr in Quartz inclusions from Meiduo deposit

样号	Rb/ $\times 10^{-6}$	Sr/ $\times 10^{-6}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
M5	8.809	12.36	2.057	0.71399 ± 0.00003
M13	0.5687	0.3011	5.449	0.71678 ± 0.00003
M18	2.123	4.266	1.436	0.71530 ± 0.00004
M19	3.113	1.552	5.788	0.71596 ± 0.00005
M21	0.587	4.217	0.4016	0.71632 ± 0.0004
M51	6.323	8.667	2.105	0.71497 ± 0.00002
M12	15.7	9.631	4.704	0.71555 ± 0.00009
M30	0.3445	0.1364	7.285	0.71646 ± 0.00007
M13	15.35	15.59	2.84	0.71614 ± 0.00007

注 测试单位为宜昌地质矿产研究所同位素测试中心。

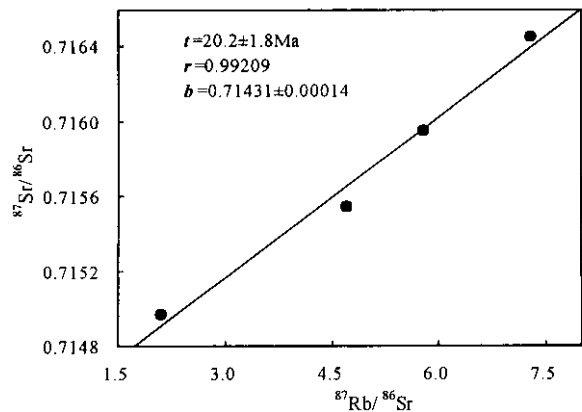


图 5 美多锑矿床石英包裹体 Rb-Sr 等时线年龄图
Fig. 5 Isochronal Rb-Sr age for the quartz inclusions in Meiduo deposit

10^{-7} (Taylor 等, 1985)。基性岩锑含量最低, 为 $n \times 10^{-7}$ 幔源超基性岩锑含量略高, 为 4.4×10^{-7} , 壳源花岗岩为 2×10^{-7} , 中性岩和长英质喷出岩中锑稍为富集; 沉积页岩和泥质岩锑含量最高 ($1.5 \times 10^{-6} \sim 2 \times 10^{-6}$), 碳酸盐岩、砂岩锑含量较低 ($0. n \times 10^{-7}$)。锑主要富集于中低温热液矿床, 呈锑的硫化物产出 (Boyle 等, 1984)。

藏北锑矿床容矿地层为土门格拉群碎屑岩组和碳酸盐岩组, 容矿主岩为硅质岩和长石石英砂岩, 矿带受小唐古拉南缘大断裂控制, 锑矿产于喜马拉雅期 NE—NNE 向断裂构造。硫、铅、钨、钼同位素研究表明, 成矿流体主要为大气降水, 成矿物质不可能主要由围岩地层提供, 地幔物质参与成矿明显。成矿年龄为 20 Ma, 处在青藏高原新生代大陆碰撞造山带形成演化的后碰撞构造阶段。

实际上, 藏北锑矿带位于金沙江大断裂和藏北富碱火山岩带的南侧, 因此, 成矿作用在时间空间上与藏北大规模钾质中性熔岩所对应的构造热事件 (30~10 Ma) 相耦合 (邓万明, 1998; 丁林等, 1999; Arnaud 等, 1992; Chung 等, 1998) 以及地幔物质参与成矿的事实表明, 藏北锑矿带的形成可能与中新世以来造山带增厚岩石圈底部拆沉作用引起的软流圈上升和地幔底辟作用有关 (England 等, 1989; 许志琴等, 1996), 成矿作用具有深刻的地球动力学背景 (图 6)。

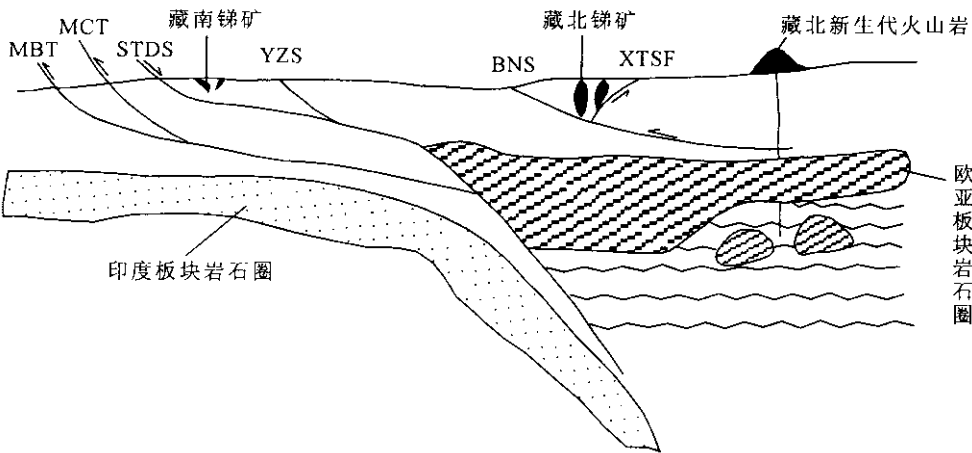


图 6 青藏高原新生代大陆碰撞造山带地质剖面和藏北锑矿带成矿示意图
(参考了 Owens 等, 1997; Kosarev 等, 1999; 丁林等, 1999; 尹安, 2001 等资料)

Fig. 6 A sketch map showing for geological profile of the Qinghai-Tibet Cenozoic continent collision orogen and origin of the Meiduo antimony ore belt (modified after Owens et al., 1997; Kosarev et al., 1999; Din Lin et al., 1999; Yin An 2001)

MBT-主边界逆冲断裂; MCT-主中央逆冲断裂; STDS-藏南拆离系; YZS-雅鲁藏布江缝合带;

BNS-班公湖-怒江缝合带; XTFS-小唐古拉南缘断裂

MBT-main boundary thrust; MCT-main central thrust; STDS-southern Tibet detached-fault system; YZS-Yalu Zangbu suture;

万方数据

BNS-Bangonghu-Nujiang suture; XTFS-Xiao Tanggula southern margin fault

参 考 文 献

- 陈文明, 李永森, 亓绍玖等. 2000. 青藏高原有色金属矿产分布特征. 地球学报, 21(1): 26~37.
- 邓万明. 1998. 青藏高原北部新生代板内火山岩. 北京: 地质出版社.
- 丁林, 张进江, 周勇等. 1999. 青藏高原岩石圈演化的记录: 藏北超钾质及钠质火山岩的岩石学与地球化学特征. 岩石学报, 15(3): 408~421.
- 胡瑞忠, 毕献武, Turner G. 等. 1999. 哀牢山金矿带金成矿流体 He 和 Ar 同位素地球化学. 中国科学 (D 辑), 29(4): 321~330.
- 青海省地质矿产局区调综合地质大队. 1998. 中华人民共和国区域地质调查报告 (1:20 万唐古拉山口幅、龙亚幅). 北京: 地质出版社.
- 王成善, 唐菊兴, 顾雪祥等. 2001. 喜马拉雅构造域及其成矿效应初步分析. 矿物岩石, 21(3): 146~152.
- 王登红, 杨建民, 闫升好等. 2002. 西南三江地区新生代矿集区的分布格局及找矿前景. 地球学报, 23(2): 135~140.
- 西藏自治区地质矿产局. 1993. 西藏自治区区域地质志. 北京: 地质出版社.
- 许志琴, 姜枚, 杨经绥. 1996. 青藏高原北部隆升的深部构造物理作用——以“格尔木-唐古拉山”地质及地球物理综合剖面为例. 地质学报, 70(3): 195~206.
- 尹安. 2001. 喜马拉雅-青藏高原造山带地质演化: 显生宙亚洲大陆生长. 地球学报, 22(3): 193~230.
- 张理刚. 1985. 稳定同位素在地质科学中的应用. 西安: 陕西科学技术出版社.
- Arnaud N O, Vidal P, Tapponnier P et al. 1992. The high K₂O volcanism of northwestern Tibet: Geochemistry and tectonic implications. , Earth and Planetary Sciences Letters, 111: 351~367.
- Baptiste P J, Fouquet Y. 1996. Abundance and isotopic composition of helium in hydrothermal sulfides from the East Pacific Rise at 13N. , Acta Geochimica Cosmochimica, 60(1): 87~93.
- Bottinga Y. 1969. Calculation of fractionation factors for carbon dioxide-water. The Journal of Physical Chemistry, 73(3): 800~807.
- Boyle R W, Jonasson I R. 1984. The geochemistry of antimony and its use as an indicator element in geochemical prospecting. , J. Geochim. Explor. 20: 223~302.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Tibet. 1993. Regional geology of Tibet. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese with English abstract).
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Qinghai Province. 1998. Regional geological surveying report of the Tanggula-shankou and Longya, PRC, scale 1:200000 [M]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese with English abstract).
- Chung S L, Lo C H, Lee T Y et al. 1998. Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting 40 Ma ago. Nature, 394: 769~773.
- Chen Wenming, Li Yongsan, Qi Shaomei et al. 2000. Distribution of Nonferrous metallic resources in Qinghai-Tibet plateau. Acta Geoscientia Sinica, 21(1): 26~37 (in Chinese with English abstract).
- Deng Wanning. 1998. Cenozoic intraplate volcanic rocks in the Northern Qinghai-Xizang plateau. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese with English abstract).
- Ding Lin, Zhang Jinjiang, Zhou Yong et al. 1999. Tectonic implication on the lithosphere evolution of the Tibet Plateau: Petrology and geochemistry of sodic and ultrapotassic volcanism in Northern Tibet. Acta Petrologica Sinica, 15(3): 408~421 (in Chinese with English abstract).
- England P, Houseman P. 1989. Extension during continental convergence, with application to the Tibetan plateau. Geophys. Res., 94: 17561~17579.
- Hu Ruizhong, Bi Xianwu, Turner G et al. 1999. Helium and argon isotope of the ore-forming fluids in Ailaoshan metallogenic belt. Sci. in China (series D), 29(4): 321~330 (in Chinese with English abstract).
- Kosarev G, Kind R, Sobolev S V et al. 1999. Seismic evidence for a detached Indian lithospheric mantle beneath Tibet, Science, 283: 1306~1309.
- Mamyrin B A, Tolstikhin I N. 1984. Helium Isotopes in Nature. Amsterdam: Elsevier. 273.
- Ohmoto H, Goldhaber M B. 1997. Sulfur and carbon isotopes. In: Barnes H L (Ed.), Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 3rd edn., Wiley, New York. 517~611.
- Owens T J, Zandt G. 1997. Implications of crustal property variation for models of Tibetan plateau evolution. Nature, 387: 37~43.
- Oxburgh E R, O'Nions P K, Hill R I. 1986. Helium isotopes in sedimentary basins. Nature, 324: 632~635.
- Robinson B W, Farrand M G. 1982. Sulfur isotopes and the origin of stibnite mineralization in New England. Australia. Mineralium Deposita, 17: 161~174.
- Wang Chengshan, Tang Juxing, Gu Xuexiang et al. 2001. Preliminary analysis on Himalayan tectonic metallogenetic domain and its mineralization effect. Journal of Mineralogy and Petrogeology, 21(3): 146~152 (in Chinese with English abstract).
- Wang Denghong, Yang Jianmin, Yan Shenghao et al. 2002. Cenozoic ore concentration areas in the Sanjiang region, SW China: Tectonic setting and exploration. Acta Geoscientia Sinica, 23(2): 135~140 (in Chinese with English abstract).
- Simmons S F, Gemmell J B, Sawkins F J. 1988. The Santo Nino silver-lead-zinc vein, Fresnillo District, Zacatecas, Mexico: Part II. Physical and chemical nature of ore-forming solutions. Econ. Geol., 83: 1619~1641.
- Stuart F M, Burnard P G, Taylor R P et al. 1995. Resolving mantle and crustal contributions to ancient hydrothermal fluids: He-Ar isotopes in fluid inclusions from Dae Hwa W-Mo mineralisation, South Korea. Acta Geochimica Cosmochimica, 59(22): 4663~4673.
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publication, Oxford, 312.
- Trull T W, Kurz M D, Jenkins W J. 1991. Diffusion of cosmogenic ³He in olivine and quartz: implications for surface exposure dating. Earth Planet. Sci. Lett., 103: 241~256.
- Turner G, Burnard P B, Ford J L et al. 1993. Tracing fluid sources and interaction. Phil Trans R Soc Lond A, 344: 127~140.
- Xu Zhiqin, Jiang Mei, Yang Jingsui. 1996. Tectonophysical process at depth for the uplift of the northern part of the Qinghai-Tibet plateau: Illustrated by the geological and geophysical comprehension profile from Golmud to the Tanggula mountains, Qinghai province, China. Acta Geologica Sinica, 70(3): 195~206 (in Chinese with English abstract).
- Yin An. 2001. Geological evolution of the Himalayan-Tibet orogen in context of Phanerozoic continental growth of Asia. Acta Geoscientia Sinica, 22(3): 193~230 (in Chinese with English abstract).
- Zhang R H. 1986. Sulfur isotopes and pyrite-anhydrite equilibria in a volcanic basin hydrothermal system of the Middle to Lower Yangtze Valley. Econ. Geol., 81: 32~45.
- Zartman R E, Doe B R. 1981. Plumbotectonics—the model. Tectonophysics, 75(1~2): 135~162.
- Zhang Ligang. 1985. The application of the stable isotope to geology—the hydrothermal mineralization of metal activation and its prospecting. Xi'an: Shanxi Science and Technology Publishing House, 267 (in Chinese).