

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2022.310>



典型高温热泉中锑的形态分布及其地球化学成因

宋泓禹^{1,2}, 郭清海^{1,2*}

1. 中国地质大学生物地质与环境地质国家重点实验室, 湖北武汉 430078
2. 中国地质大学环境学院, 湖北武汉 430078

摘要: 锑为典型有害元素, 地热成因锑是天然水环境中溶解态锑的重要来源, 富锑热泉排泄的负面环境效应不容忽视。本文在藏南和滇西选择典型地热区, 分析了热泉中锑的形态分布及其地球化学成因。总体上, 研究区排泄的地热水具有远高于天然水环境背景值的锑含量, 最高可达 2 128.7 $\mu\text{g/L}$ 。水文地球化学计算表明热泉中锑的主要存在形态为锑酸盐和亚锑酸盐, 但部分热泉样品中硫代锑占总锑百分比可高达 35%。硫化物浓度、S(-II)/Sb 摩尔比, 以及砷锑之间的竞争巯基化作用是影响热泉中硫代锑含量的关键因素。在本研究所涉及地热系统中, 西藏玛旁雍错曲色涌巴、门士、莫落江为岩浆热源型地热系统, 其地热水中锑源自高温条件下热储围岩淋滤和作为热源的岩浆房所释出流体的输入, 西藏卓木、朗久与云南邦腊掌则属于非岩浆热源型地热系统, 其热泉中的锑主要来源于地热水-围岩矿物相互作用。

关键词: 热泉; 锑; 硫代锑; 水-岩相互作用; 岩浆流体输入; 地球化学。

中图分类号: P641.3

文章编号: 1000-2383(2023)03-946-12

收稿日期: 2022-04-02

The Morphological Distribution and Geochemical Genesis of Antimony in Typical High-Temperature Hot Springs

Song Hongyu^{1,2}, Guo Qinghai^{1,2*}

1. State Key Laboratory of Biogeology and Environmental Geology, China University of Geosciences, Wuhan 430078, China
2. School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430078, China

Abstract: Antimony is a typical harmful element, and the negative environmental effects of antimony-rich hot springs discharge can not be neglected since geothermal genesis of antimony is an important source of antimony in the natural water environments. In this paper, the morphological distribution of antimony in hot springs and its geochemical genesis were analyzed in selected typical geothermal areas in southern Tibet and western Yunnan. In general, the antimony of geothermal water discharged from the study area can be up to 2 128.7 $\mu\text{g/L}$, which is much higher than the background values in the natural water environments. Hydrogeochemical calculations indicate that the main forms of antimony present in the hot springs are antimonate and antimonite, however, the percentage of thioantimony in some hot spring samples can be as high as 35% of the total antimony. Sulfide concentration, S(-II)/Sb molar ratio, and competitive thiolation between arsenic and antimony are the key factors affecting the content of thioantimony in hot springs. Among the geothermal systems involved in this study, the Tibetan MapamYumco, Moincer, and Moluojiang are magma-heat geothermal systems, and the antimony in the geothermal water originates from the input of fluids released from the hot storage surrounding rocks leaching and magma house as the heat source under high temperature

基金项目: 国家自然科学基金项目(Nos. 42077278, 42111530023).

作者简介: 宋泓禹(1998-), 男, 硕士, 主要从事地热领域的研究工作. ORCID: 0000-0002-2360-8719. E-mail: songhongyu@126.com

* **通讯作者:** 郭清海, ORCID: 0000-0001-6602-9664. E-mail: qhguo2006@gmail.com

引用格式: 宋泓禹, 郭清海, 2023. 典型高温热泉中锑的形态分布及其地球化学成因. 地球科学, 48(3): 946-957.

Citation: Song Hongyu, Guo Qinghai, 2023. The Morphological Distribution and Geochemical Genesis of Antimony in Typical High-Temperature Hot Springs. *Earth Science*, 48(3): 946-957.

conditions, while the Tibetan Quzuomu, Langjiu and Yunnan Banglazhang are non-magma-heat geothermal systems, and the main source of antimony in their thermal springs is geothermal water-peripheral rock mineral interaction.

Key words: hot springs; antimony; thioantimony; water-rock interactions; magmatic fluid input; geochemistry.

0 引言

锑为元素周期表第V周期A族元素,在岩石圈中主要以辉锑矿(Sb_2S_3)和方锑矿(Sb_2O_3)等矿物形式存在.锑具有潜在毒性和致癌性,白鼠实验证明长期或者大量吸入锑粉尘或烟雾可引起肺部病变,导致肺功能下降(Boreiko and Rossman, 2020).当白鼠摄入较高浓度锑($>5 \mu\text{g/g}$)时,其机体组织会发生病变;摄入锑浓度越高,病变愈明显(Poon *et al.*, 1998).此外,环境健康研究表明长期暴露于富锑环境会对人类的免疫系统、神经系统以及DNA产生不同程度的损伤(Cavallo *et al.*, 2002).锑的毒性因其存在形式而异——单质锑的毒性高于锑化合物,无机锑高于有机锑, $Sb(III)$ 化合物毒性是 $Sb(V)$ 化合物的10多倍(Smichowski, 2008);因此,对各类环境介质中锑的形态分布及其相关地球化学过程进行系统研究意义重大.

天然水体中锑的背景值一般较低,常介于 $0.01\sim 5.00 \mu\text{g/L}$,平均值为 $0.5 \mu\text{g/L}$.如海水中锑含量为 $0.18\sim 5.60 \mu\text{g/L}$,平均值为 $0.24 \mu\text{g/L}$ (何孟常和万红艳, 2004);未受人类活动影响的低TDS地表水和地下水(不包括地热水)中锑含量一般小于 $1 \mu\text{g/L}$ (Filella *et al.*, 2002),我国《生活饮用水卫生标准》(GB5749-2006)将锑的阈值定为 $5 \mu\text{g/L}$.然而,与其他天然水体相比,地热水常具有更高的溶解态锑含量,如土耳其巴科瓦地热区地热水中锑浓度最高可达 $688.46 \mu\text{g/L}$,平均值为 $158.96 \mu\text{g/L}$ (Aksoy *et al.*, 2009);意大利南部Ischia岛地热水中锑含量可达 $131 \mu\text{g/L}$ (Lima *et al.*, 2003).此外,地热水排泄也会引起周围天然水体中锑的富集,如新西兰北岛陶波火山区排泄的地热水中锑含量可高达 $194 \mu\text{g/L}$,接受其排泄的Rotomahana湖,水中锑含量可达 $4.4 \mu\text{g/L}$ (Wilson *et al.*, 2012).再如美国黄石公园地热区内Gibbon河中锑含量在地热水输入的影响下激增了47倍(McCleskey *et al.*, 2010).这样,地热系统来源锑可能会对周围环境产生负面影响,威胁人类健康.

鉴于上述原因,开展典型地热水中锑的形态分布及其地球化学成因研究非常重要.在我国,高温

水热系统集中分布于滇-川-藏地热带,此类地热系统所排泄的地热水与中、低温地热系统相比常具有更高的锑含量.阿里地区与邦腊掌地热区水热活动集中、强烈、类型齐全.此外,阿里地热区排泄的地热水具有异常高的锑浓度,远高于天然水环境中溶解态锑的天然背景值,同时高于国内外诸多典型水热区的地热水.而邦腊掌地热区的热泉含有较高浓度的硫化物,为热泉中不同形态溶解态锑的存在提供了必要前提.本文涉及多种水化学类型热泉,热泉组分差异较大,且地热地质背景及地热地质成因也不同,综上所述藏南与滇西是研究典型高温热泉中锑的形态分布及地热成因的理想场地.然而,当前国内对于滇-川-藏地热带内地热成因锑领域的研究极少,亟需开展相关工作.在此背景下,笔者在藏南与滇西选择朗久、玛旁雍错曲色涌巴、门士、莫落江、曲卓木、龙陵邦腊掌等代表性地热区,在查明其地热水中锑的含量水平和形态分布的基础上,辨识了地热水中锑的地球化学起源,进而探讨了地热地质条件对热泉中锑的来源和含量水平的控制意义.本研究可为国内外不同类型地热水中锑的地球化学成因和环境效应研究提供借鉴.

1 研究区概况

本次研究所选择的西藏地热区除曲卓木位于山南外,其余均分布在阿里.阿里地区地处青藏高原北部,平均海拔 $4\ 500 \text{ m}$ 以上,雅鲁藏布缝合带与班公错-怒江缝合带贯穿该区.强烈的构造活动与极为发育的断裂构造为阿里地区的地热流体活动提供了良好的天然条件.区内水热活动数量多、形式多样、水温高、活动强度大.此外,阿里地区热泉分布与地质构造展布具有明显相关性,地热区的形成主要受近SN向断裂、NE向正断裂、NW向走滑断裂、EW向正断裂控制(廖忠礼等, 2005).

曲卓木地热区位于西藏自治区山南市错那县曲卓木村,海拔约 $4\ 360\sim 4\ 440 \text{ m}$,与阿里诸多地热区相比距雅鲁藏布缝合带更远,水热活动也较弱,地表地热显示以温泉为主.该区基底主要为前寒武系变质岩与中生代-始新世浅变质海相沉积岩及渐

新世陆相沉积岩(董随亮等, 2018; 汪新伟等, 2022). 曲卓木地热区内断层发育, 主要为东西向和南北向, 这两组断裂控制着热液活动, 是曲卓木地热水对流循环的通道(Liu *et al.*, 2019).

本次研究在云南所选择的地热区为邦腊掌, 位于保山市龙陵县, 与西藏各地热区相同, 在全球范围内均属地中海-喜马拉雅地热带. 邦腊掌地热区内热泉、沸泉遍布, 水热活动强烈, 喷气孔、冒气地面等高温地热显示也普遍发育. 区内出露全新统冲积物、上新统砂岩和砾石岩、泥盆系白云岩、寒武系石英砂岩和长石砂岩、中元古界黑云母斜长石麻粒岩和混合花岗岩, 邦腊掌地热区的水热活动受东西走向与东北-西南向断裂控制, 热储岩性主要为元古代变质岩(Guo *et al.*, 2017a).

2 研究方法

2.1 热泉样品采集与测试

本次研究共在云南与西藏采集热泉样品 51 件, 其中朗久地热田 7 件、玛旁雍错曲色涌巴 12 件、门士 7 件、莫落江 6 件、曲卓木 10 件, 龙陵邦腊掌 9 件. 采样区分布见图 1. 所有样品均在现场用 0.22 μm 滤膜过滤, 收集于 500 mL 聚乙烯瓶中; 聚乙烯瓶在收集热泉样品之前经 5% 的硝酸浸泡, 之后用去离子水冲洗 3 次后放入真空干燥箱干燥. 每一热泉均采集两组样品, 其中用于阳离子/微量元素分析的一组样品需加入优级纯浓 HNO_3 使 pH 值低于 1, 另一

组样品用于阴离子分析. 温度、pH、EC、DO、Eh 等水样现场指标用便携式水质分析仪(Hach LDOTM HQ10)测定, 硫化物含量用便携式比色剂(Hach sension2)测定, 碱度通过格兰氏滴定法测定, 并进一步用 PHREEQC 软件(使用 wateq4f 数据库)计算 HCO_3^- 、 CO_3^{2-} 和 CO_2 的浓度.

样品采集后运往实验室, 在测试前保存于低温环境. 样品中 SO_4^{2-} 、 Cl^- 、 F^- 、 Br^- 采用 DX-120 型离子色谱仪(IC)测定(检测限为 0.01 mg/L), Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 用 IRIS Intrepid II XPS 型电感耦合等离子体发射光谱仪(ICP-OES)测定(检测限为 0.01 mg/L), Sb 用 POEMS III 型电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)测定(检测限为 0.001 mg/L). 部分测试结果见表 1.

2.2 水文地球化学计算

本次研究采集的热泉样品中普遍含有硫化物, 其中云南邦腊掌热泉样品中硫化物浓度在 1.0~13.6 mg/L 之间, 平均值为 6.64 mg/L. 热泉中硫化物的富集有利于锑的巯基化过程, 所形成的硫代锑会显著影响热泉排泄过程中锑的地球化学行为. 本研究将包括硫代锑在内的锑的各形态相互转化过程的化学热力学数据(表 2)加入 PHREEQC 的 wateq4f 数据库, 进而计算出热泉样品中锑的各种形态(包括硫代锑)的浓度.

此外, 地热水系统的氧化还原状态不稳定, 现场测定的 Eh 往往不能真实反映热泉样品的实际氧

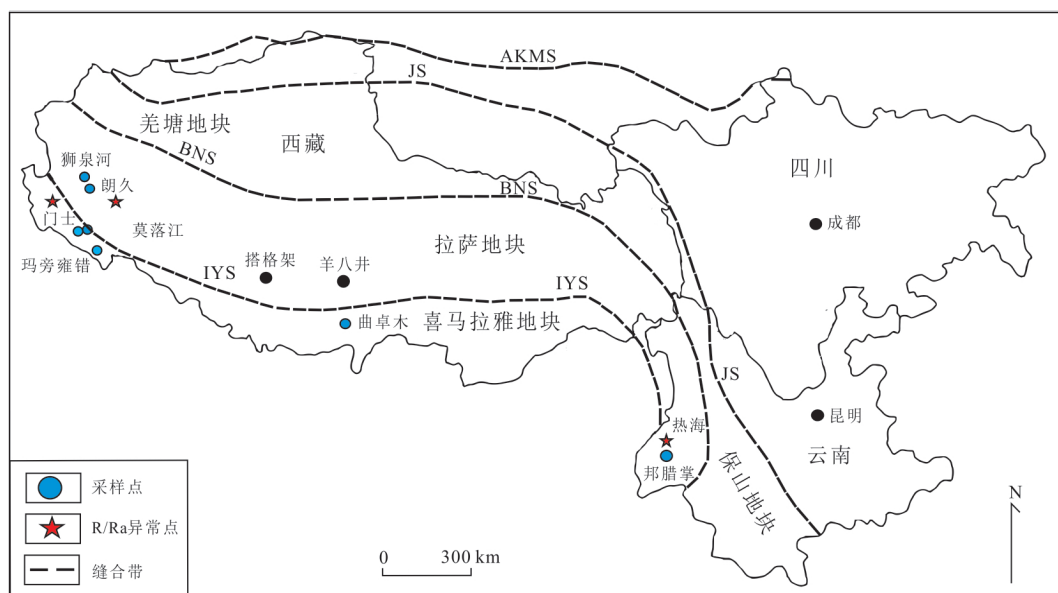


图 1 采样区域分布(据 Guo *et al.*, 2019 修改)

Fig.1 Distribution of sampling areas (modified from Guo *et al.*, 2019)

表1 热泉水文地球化学特征
Table 1 Hydrogeochemical characteristics of hot springs

样品编号	地热区	T (°C)	pH	EC ($\mu\text{s}/\text{cm}$)	Sb ($\mu\text{g}/\text{L}$)	H ₂ S (mg/L)	As ($\mu\text{g}/\text{L}$)
LJ01	朗久	78.0	7.84	2 992	78.9	0.09	5 510
LJ02	朗久	65.0	8.36	3 037	65.1	0.01	5 690
LJ03	朗久	69.9	8.08	2 926	72.5	0.03	5 480
LJ04	朗久	63.0	7.94	3 239	57.0	0.03	4 860
LJ05	朗久	84.4	8.13	3 259	64.7	0.05	5 510
LJ06	朗久	82.0	8.41	3 116	60.6	0.06	5 890
LJ07	朗久	83.2	8.34	3 142	55.1	0.06	5 310
QSYB01	玛旁雍错曲色涌巴	85.0	8.51	1 715	301.3	0.34	360
QSYB02	玛旁雍错曲色涌巴	88.4	8.53	1 766	336.1	0.22	460
QSYB03	玛旁雍错曲色涌巴	84.0	8.32	2 077	240.1	0.66	410
QSYB04	玛旁雍错曲色涌巴	76.0	9.20	1 760	207.8	0.21	400
QSYB05	玛旁雍错曲色涌巴	75.0	8.94	1 818	191.2	0.39	410
QSYB06	玛旁雍错曲色涌巴	70.0	8.92	1 848	310.6	0.35	450
QSYB07	玛旁雍错曲色涌巴	70.0	8.90	1 828	330.2	0.43	420
QSYB08	玛旁雍错曲色涌巴	66.0	8.96	1 804	335.7	0.56	420
QSYB09	玛旁雍错曲色涌巴	65.0	8.96	1 818	331.1	0.74	440
QSYB10	玛旁雍错曲色涌巴	90.0	9.13	1 845	349.3	0.22	460
QSYB11	玛旁雍错曲色涌巴	84.0	9.09	1 796	272.7	0.40	460
QSYB12	玛旁雍错曲色涌巴	84.0	2.40	3 014	134.2	0.05	210
MS01	门士	71.2	7.50	1 482	18.8	0.08	170
MS01-1	门士	69.0	8.05	1 414	18.7	0.03	90
MS01-2	门士	67.5	7.88	1 491	18.1	0.02	100
MS01-3	门士	64.1	8.01	1 460	16.6	0.04	100
MS01-4	门士	60.5	7.95	1 431	15.3	0.02	20
MS02	门士	71.7	7.69	1 461	50.5	0.02	70
MS03	门士	72.5	7.72	1 452	98.0	0.04	90
MLJ01	莫落江	83.3	7.30	6 453	1 164.5	0.10	20 750
MLJ02	莫落江	82.0	7.80	5 590	2 157.6	0.03	17 030
MLJ03	莫落江	79.0	8.21	6 225	584.1	0.05	18 940
MLJ04	莫落江	87.0	8.33	5 870	2 128.7	0.01	14 770
MLJ05	莫落江	87.0	8.48	5 447	1 996.2	0.11	13 940
MLJ06	莫落江	85.0	8.19	5 468	885.5	0.26	13 390
QZM01	曲卓木	70.0	6.95	1 995	168.6	0.02	40.0
QZM02	曲卓木	65.0	6.53	1 670	8.60	0.02	50.0
QZM03	曲卓木	69.0	7.16	1 970	163.9	0.02	80.0
QZM04	曲卓木	72.0	6.87	2 037	11.5	0.02	60.0
QZM05	曲卓木	67.0	7.17	2 057	207.5	0.02	60.0
QZM06	曲卓木	62.0	6.98	2 085	19.2	0.01	50.0
QZM07	曲卓木	58.0	7.29	2 082	230.1	0.01	50.0
QZM08	曲卓木	54.0	7.60	2 054	15.2	0.01	60.0
QZM09	曲卓木	74.0	6.73	2 101	10.9	0.01	60.0
QZM10	曲卓木	71.0	8.26	1 071	9.82	0.02	80.0
LL00	邦腊掌	91.0	8.36	1 080	8.31	8.00	168.8
LL01	邦腊掌	75.0	7.97	1 054	9.22	5.30	183.8
LL02	邦腊掌	87.0	8.45	1 045	8.53	8.80	174.9
LL03	邦腊掌	88.0	9.13	1 075	9.49	8.20	191.4
LL04	邦腊掌	63.0	8.25	1 000	6.99	1.00	139.0
LL05	邦腊掌	84.5	8.58	1 053	8.73	3.60	138.2
LL06	邦腊掌	57.5	8.73	938	7.43	8.40	112.8
LL07	邦腊掌	94.0	9.23	1 057	9.13	13.60	170.0
LL08	邦腊掌	76.0	9.67	981	7.23	2.90	165.4

表 2 水中不同锑形态的化学热力学数据
Table 2 Chemical thermodynamic data of various tungsten species in water

名称	化学式	反应式	平衡常数	焓变 (kJ/mol)	数据来源
Tetrathioantimonate	$\text{Sb}_2\text{S}_4^{2-}$	$2\text{Sb}(\text{OH})_3 + 4\text{HS}^- + 2\text{H}^+ = \text{Sb}_2\text{S}_4^{2-} + 6\text{H}_2\text{O}$	49.39	-321.78	
	SbO_3^-	$\text{Sb}(\text{OH})_6^- = \text{SbO}_3^- + 3\text{H}_2\text{O}$	2.93	--	
Antimonate	SbO_2^+	$\text{Sb}(\text{OH})_6^- + 2\text{H}^+ = \text{SbO}_2^+ + 4\text{H}_2\text{O}$	2.39	--	
	$\text{Sb}(\text{OH})_6^-$	$\text{Sb}_2\text{O}_3 + 7\text{H}_2\text{O} = 2\text{Sb}(\text{OH})_6^- + 2\text{H}^+$	-27.82	--	
Antimonite	$\text{Sb}(\text{OH})_3$	$\text{Sb}(\text{OH})_6^- + 2\text{e}^- + 3\text{H}^+ = \text{Sb}(\text{OH})_3 + 3\text{H}_2\text{O}$	24.31	--	
	$\text{Sb}(\text{OH})_4^-$	$\text{Sb}(\text{OH})_3 + \text{H}_2\text{O} = \text{Sb}(\text{OH})_4^- + \text{H}^+$	12.04	69.85	University of Waterloo- minteqv4uw.dat
	$\text{Sb}(\text{OH})_2^+$	$\text{Sb}(\text{OH})_3 + \text{H}^+ = \text{Sb}(\text{OH})_2^+ + \text{H}_2\text{O}$	1.39	--	
	HSbO_2	$\text{Sb}(\text{OH})_3 = \text{HSbO}_2 + \text{H}_2\text{O}$	-0.01	-0.13	
	SbO_2^-	$\text{Sb}(\text{OH})_3 = \text{SbO}_2^- + \text{H}_2\text{O} + \text{H}^+$	-11.80	70.186 6	
	SbO^+	$\text{Sb}(\text{OH})_3 + \text{H}^+ = \text{SbO}^+ + 2\text{H}_2\text{O}$	0.92	8.242 5	
	SbOF	$\text{Sb}(\text{OH})_3 + \text{F}^- + \text{H}^+ = \text{SbOF} + 2\text{H}_2\text{O}$	6.19	--	
	$\text{Sb}(\text{OH})_2\text{F}$	$\text{Sb}(\text{OH})_3 + \text{F}^- + \text{H}^+ = \text{Sb}(\text{OH})_2\text{F} + \text{H}_2\text{O}$	6.19	--	

化还原状态. 相比之下, 水中已达氧化还原反应平衡的氧化还原电对的相对含量是用于反映地热水氧化还原状态的更佳选择. 鉴于此, 本文采用 S(-II)/S(VI) 氧化还原电对, 根据热泉样品中实测硫酸盐与硫化物含量用 PHREEQC 计算出 Eh, 再将其转换为 pe 值, 计算公式为: $pe = Eh \times F / (2.303 \times R \times T)$, 式中 F 为法拉第常数, R 为气体常数, T 为热力学温度. 最终利用该 pe 值开展热泉中锑的形态分布计算.

3 结果与讨论

3.1 热泉水化学特征及其锑浓度

本次研究所采集的西藏热泉样品中, 除采于热泉流经处外, 温度在 62.0~90 °C 之间, 大部分热泉的温度超过 70 °C, 接近当地沸点 (约 80 °C); 云南邦腊掌热泉样品的温度在 57.5~94.0 °C 之间.

西藏热泉样品中除 QSYB12 (2.40) 外, pH 在 6.53~9.56 范围内 (表 1), 为中性泉或弱碱性泉; 云南邦腊掌热泉样品则均呈弱碱性. 西藏酸性热泉 (QSYB12) 的水化学类型为 $\text{SO}_4\text{-Na}$ 型, 中性热泉为 Cl-Na 型、 $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$ 型或 $\text{SO}_4\text{-Cl-Ca-Na}$ 型, 碱性热泉为 $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$ 型; 云南邦腊掌弱碱性热泉均为 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型.

西藏热泉样品中锑浓度最高可达 2 157.6 $\mu\text{g/L}$, 平均值为 287.9 $\mu\text{g/L}$, 属天然高锑地下水, 其中莫落江热泉样品锑浓度总体最高, 平均值为 1 486.1 $\mu\text{g/L}$. 云南邦腊掌热泉样品虽无异常高的锑

浓度, 但也远高于其他类型天然水体中锑的背景值.

3.2 热泉中锑形态分布的水文地球化学模拟

水文地球化学模拟结果 (表 3) 表明: 热泉样品中锑主要以 $\text{Sb}(\text{III})$ (亚锑酸盐) 和 $\text{Sb}(\text{V})$ (锑酸盐) 的形式存在, 除个别样品外, 上述两种形态占总锑百分比均在 99.99% 以上. 热泉样品中 $\text{Sb}(\text{V})$ 以 SbO_3^- 形式存在, $\text{Sb}(\text{III})$ 主要存在形式包括 $\text{Sb}(\text{OH})_3$ 、 HSbO_2 、 SbO_2^- 、 $\text{Sb}(\text{OH})_4^-$. 值得注意的是, 西藏热泉样品中硫代锑的含量很低, 均低于 0.01%. 而龙陵邦腊掌热泉样品中硫代锑含量可高达 35%, 以 $\text{Sb}_2\text{S}_4^{2-}$ 形式存在.

总体上, 西藏各地热区所排泄热泉的锑含量远高于云南邦腊掌热泉, 但其硫代锑浓度及占总锑百分比均非常低. 西藏与云南热泉中硫代锑浓度的巨大差异可归结于以下因素: (1) 硫化物浓度; (2) S(-II)/Sb 摩尔比; (3) 砷、锑的竞争硫化. 云南邦腊掌热泉样品的硫化物浓度与 S(-II)/Sb 摩尔比均远高于西藏热泉样品 (图 2), 为硫代锑的形成提供了必要前提. 与其相比, 西藏热泉样品中硫化物浓度偏低且砷浓度大都高于锑. 由于砷的含氧络阴离子的硫化能力远大于锑的含氧络阴离子 (Planer-Friedrich and Wilson, 2012), 热泉中硫化物浓度较低时, 砷的存在会对锑的硫化产生明显抑制, 但在高浓度硫化物条件下 (即硫化物盈余时), 锑的硫化所受影响甚微. 事实上, 热泉中砷含量异常高时, 即便在相对富硫化物条件下, 砷的

硫化程度也较低,此时锑的硫化则完全被抑制.综上所述,硫化物浓度与 $S(-II)/Sb$ 摩尔比是控制地热水中硫代锑形成的最重要因素,而砷、锑的竞争硫化则次之.

热泉样品中砷的存在形态计算(图3)表明西

藏与云南热泉中硫代砷酸盐浓度的确普遍较高,硫代砷酸盐含量较低者均具有异常高的总砷浓度(均采自西藏),此类样品均不含硫代锑.综上,云南邦腊掌部分热泉中较高比例硫代锑的存在是其低砷含量与高硫化物含量的共同结果.

表3 热泉样品中锑的形态分布模拟结果

Table 3 Simulation results of the morphological distribution of antimony in hot spring samples

样品编号	Sb		Sb(III)		Sb(V)		$Sb_2S_4^{2-}$	
	(mol/L)	(mol/L)	(%)	(%)	(mol/L)	(%)	(mol/L)	(%)
LJ01	6.52E-07	6.48E-07	99.76		1.57E-09	0.24	9.22E-29	0
LJ02	5.38E-07	6.22E-08	11.61		4.74E-07	88.39	5.32E-32	0
LJ03	5.99E-07	1.24E-07	20.79		4.73E-07	79.21	1.20E-30	0
LJ04	4.71E-07	1.42E-07	30.19		3.28E-07	69.81	1.14E-29	0
LJ05	5.35E-07	9.41E-08	17.67		4.38E-07	82.33	8.32E-32	0
LJ06	5.01E-07	4.12E-08	8.26		4.58E-07	91.74	1.98E-31	0
LJ07	4.55E-07	4.72E-08	10.41		4.06E-07	89.59	1.97E-31	0
QSYB01	2.49E-06	2.48E-06	99.99		1.46E-10	0.01	5.17E-15	0
QSYB02	2.78E-06	2.77E-06	100		1.69E-11	0	1.31E-17	0
QSYB03	1.98E-06	1.98E-06	100		1.07E-11	0	1.96E-12	0
QSYB04	1.72E-06	1.71E-06	99.78		3.75E-09	0.22	1.07E-18	0
QSYB05	1.58E-06	1.57E-06	99.91		1.41E-09	0.09	1.28E-15	0
QSYB06	2.57E-06	2.55E-06	99.93		1.69E-09	0.07	1.60E-14	0
QSYB07	2.73E-06	2.71E-06	99.92		2.17E-09	0.08	1.19E-13	0
QSYB08	2.77E-06	2.76E-06	99.87		3.69E-09	0.13	1.89E-12	0
QSYB09	2.74E-06	2.72E-06	99.85		4.00E-09	0.15	1.28E-11	0
QSYB10	2.89E-06	2.87E-06	99.96		1.19E-09	0.04	1.21E-20	0
QSYB11	2.25E-06	2.24E-06	100		2.81E-11	0	7.76E-18	0
QSYB12	1.11E-06	1.10E-06	100		1.19E-11	0	4.71E-32	0
MS01	1.55E-07	1.54E-07	99.88		1.89E-10	0.12	3.83E-16	0
MS01-1	1.55E-07	3.76E-08	24.43		1.16E-07	75.57	3.17E-22	0
MS01-2	1.49E-07	5.12E-08	34.37		9.77E-08	65.63	2.70E-24	0
MS01-3	1.37E-07	3.45E-08	25.27		1.02E-07	74.73	4.88E-20	0
MS01-4	1.27E-07	4.38E-08	34.80		8.20E-08	65.20	8.75E-16	0
MS02	4.18E-07	2.08E-07	50.07		2.07E-07	49.93	1.35E-22	0
MS03	8.10E-07	3.74E-07	46.36		4.32E-07	53.64	1.24E-17	0
MLJ01	9.62E-06	7.78E-06	80.91		1.83E-06	19.09	1.68E-30	0
MLJ02	1.78E-05	7.48E-06	42.05		1.03E-05	57.95	4.28E-31	0
MLJ03	4.83E-06	5.05E-07	10.47		4.31E-06	89.53	1.82E-31	0
MLJ04	1.76E-05	2.35E-06	13.40		1.52E-05	86.60	2.27E-33	0
MLJ05	1.65E-05	9.92E-07	6.03		1.54E-05	93.97	1.27E-29	0
MLJ06	7.32E-06	9.47E-07	12.98		6.35E-06	87.02	2.61E-28	0
MLJ07	4.91E-07	2.19E-07	44.75		2.70E-07	55.25	7.08E-29	0
MLJ08	2.59E-07	4.75E-08	18.35		2.11E-07	81.65	6.73E-33	0
QZM01	1.39E-06	1.22E-06	88.24		1.63E-07	11.76	1.72E-14	0
QZM02	7.07E-08	6.83E-08	96.50		2.47E-09	3.50	9.10E-22	0
QZM03	1.35E-06	1.08E-06	80.16		2.68E-07	19.84	1.62E-22	0
QZM04	9.46E-08	8.55E-08	90.33		9.14E-09	9.67	3.65E-24	0
QZM05	1.71E-06	1.37E-06	80.35		3.35E-07	19.65	2.04E-20	0

续表 3

样品编号	Sb		Sb(III)		Sb(V)		Sb ₂ S ₄ ²⁻	
	(mol/L)	(mol/L)	(%)	(mol/L)	(%)	(mol/L)	(%)	
QZM06	1.58E-07	1.37E-07	86.90	2.07E-08	13.10	1.58E-24	0	
QZM07	1.89E-06	1.42E-06	74.87	4.76E-07	25.13	2.75E-21	0	
QZM08	1.25E-07	6.86E-08	54.84	5.65E-08	45.16	2.91E-23	0	
QZM09	8.97E-08	8.37E-08	93.38	5.94E-09	6.62	1.03E-27	0	
QZM10	8.08E-08	1.04E-08	12.88	7.04E-08	87.12	1.08E-24	0	
LL00	6.83E-08	6.83E-08	99.98	6.34E-13	0	7.34E-12	0.01	
LL01	7.58E-08	2.83E-08	37.38	8.39E-16	0	2.37E-08	31.15	
LL02	7.01E-08	7.01E-08	99.94	5.45E-13	0	1.99E-11	0.03	
LL03	7.80E-08	7.78E-08	99.75	1.99E-10	0.25	9.51E-16	0	
LL04	5.74E-08	5.60E-08	97.48	8.22E-15	0	7.23E-10	1.25	
LL05	7.17E-08	7.17E-08	100	7.02E-13	0	2.39E-13	0	
LL06	6.11E-08	1.80E-08	29.40	5.99E-15	0	2.16E-08	35.12	
LL07	7.50E-08	7.38E-08	98.30	1.28E-09	1.70	9.06E-17	0	
LL08	5.94E-08	5.88E-08	98.94	6.32E-10	1.06	8.91E-19	0	

注: E-07 即 10⁻⁷, 依此类推.

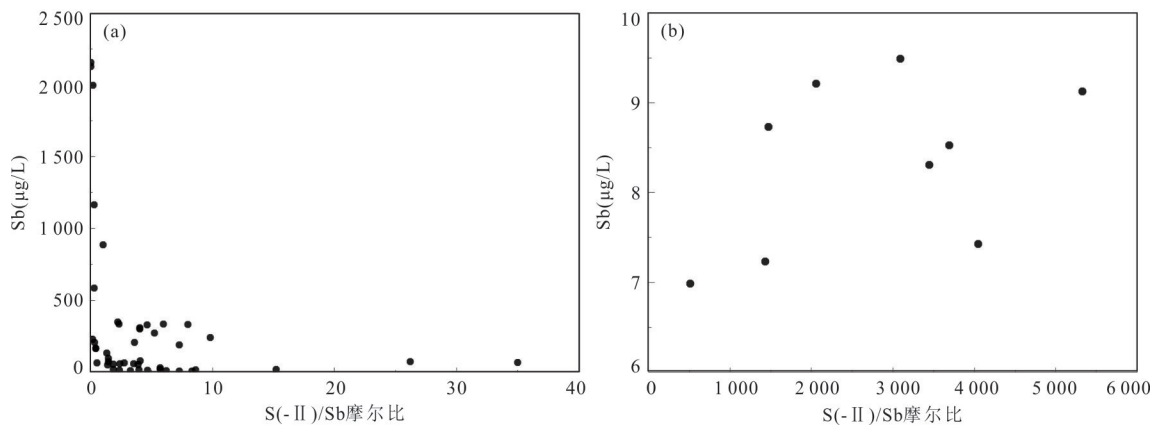


图 2 西藏热泉(a)与邦腊掌热泉(b)S(-II)/Sb摩尔占比

Fig.2 S(-II)/Sb molar ratio of Tibet (a) and Banglazhang hot springs (b)

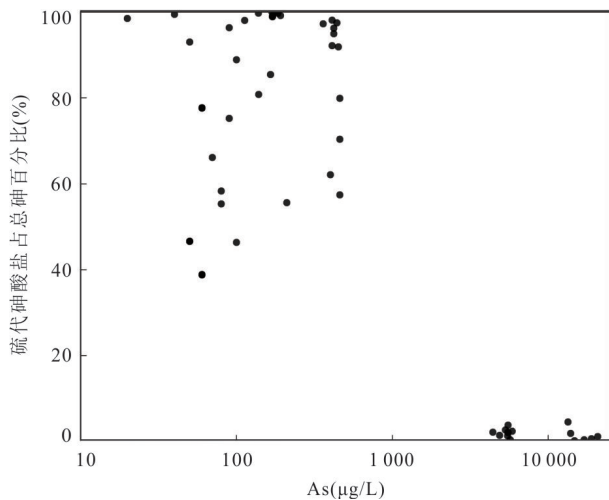


图 3 硫代砷酸盐百分占比

Fig.3 Percentages of thiosulfate

3.3 不同成因类型地热系统中锑的地质来源

本研究中所选择的西藏典型高温热泉均位于区内水热活动最强烈的雅鲁藏布缝合带附近, 分属拉萨地块与喜马拉雅地块; 邦腊掌地热区则位于滇西热流背景值最高的腾冲地块 (刘明亮等, 2014). 拉萨地块形成于印度岩石圈俯冲背景, 是我国地热活动最强烈的地块之一. 其范围内的岩浆热源型地热系统的形成, 主要受控于印度岩石圈向亚洲岩石圈俯冲过程所形成的地幔楔, 以及因其上涌而导致的古特提斯巨厚沉积地层局部重熔所形成的岩浆房 (郭清海和杨晨, 2021; Wang *et al.*, 2022). 相比之下, 喜马拉雅地块远离地幔楔, 不受其影响, 地块内水热活动较弱. 腾冲地块则长期受到欧亚板块与印度板块的挤压而导

致区内断裂发育,为地热活动提供了有利条件。

当缺乏地球物理资料时,地热地质条件分析和地球化学研究是判断地热区是否存在岩浆热源的强有力工具。邦腊掌地热区位于滇-川-藏高温地热省东南部,紧邻腾冲热海水热区,在全球范围内属地中海-喜马拉雅高温地热带,区内水热型地热活动强烈,温泉、喷气孔、沸泉等地表地热显示遍布区内。邦腊掌地热系统较高的热储温度以及相关地球物理与地球化学证据都指示其下可能存在较浅岩浆房(楼海等, 2002; 赵慈平, 2008; 沈立成等, 2011),但也有研究表明该地热区出露热泉的水化学组成未受到岩浆流体输入的影响(Guo *et al.*, 2017a)。玛旁雍错地热区同样水热活动强烈,曲色涌巴热泉样品中则包含酸性 SO_4 型地热水、中性 Cl-HCO_3 -Na型地热水、弱碱性 HCO_3 -Cl-Na型地热水——同一个以非碳酸岩为热储围岩的地热区内同时出现以上3种类型的地热水意味着该地热区为岩浆热源型(郭清海, 2020)。氦同位素特征也可用来判断地热区下是否存在幔源岩浆(Hoke *et al.*, 2000)。朗久、门士、莫落江等地热区均位于或非常接近雅鲁藏布缝合带,且均落入据玛旁雍错-狮泉河一带热泉气体He同位素组成圈划的幔源He域中(以 $R/R_a=0.1$ 为限)(Hoke *et al.*, 2000; 侯增谦和李振清, 2004),意味着其下应存在幔源岩浆活动。

值得注意的是,莫落江地热区虽处于该幔源He域,但并没有实测的地热水或地热气体He同位素数据。然而,莫落江地热水中锶、砷、氯均表现出明显水文地球化学异常,砷含量最高可达20 mg/L,氯含量最高可达1 965.1 mg/L,平均值为1 438.5 mg/L。对于具备岩浆热源且不受海水混合以及盐类矿物溶解影响的Cl-Na型高温地热水,其中的氯应来自岩浆流体输入(Giggenbach, 1988; Giggenbach and Soto, 1992)。因此,莫落江地热区内热泉中锶同样会受到岩浆流体输入的影响。玛旁雍错酸性泉为低TDS、酸性 SO_4 型地热水,其形成机制为母地热流体在上升过程中经绝热冷却释放出地热蒸汽(其主要成分是 H_2O 、 CO_2 、 H_2S),而后地热蒸汽快速升至近地表浅层冷水发育处,大幅提高浅层冷水的温度与酸度(郭清海, 2020)。与其他弱碱性玛旁雍错热泉相比,该酸性泉具有异常高的硫酸盐含量与锰含量,同时氯、钠、钾含量较低,符合蒸汽加热型酸性水的特征。在Na-K-Mg^{1/2}三角图中(图4),玛旁雍错酸性泉(pH: 2.40)落在未成熟水区靠近Mg

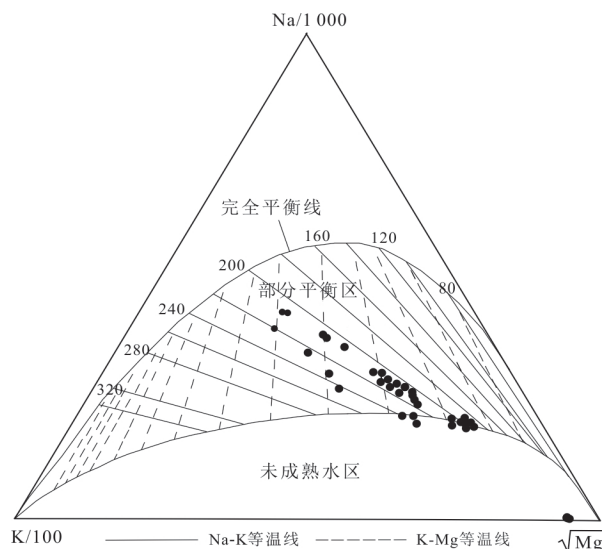


图4 热泉样品Na-K-Mg^{1/2}三角图

Fig.4 Na-K-Mg^{1/2} triangle diagram of hot spring samples

端点的位置,指示其本质上是受到地热蒸汽加热的浅循环地下水,从未达到过与热储岩石的完全平衡。在本质上,Na-K-Mg^{1/2}三角图通过地热水的钠-钾温度与钾-镁温度的对比结果来反映其成因。位于完全平衡线之上或与完全平衡线非常接近的水样,其钠-钾温度与钾-镁温度相等或相当,意味着其为热储母地热流体不经或仅经历微弱后期冷却过程(包括绝热冷却、传导冷却、与地下冷水混合、或以上过程的组合)而形成;位于部分平衡-混合区的水样,其钠-钾温度一定大于钾-镁温度,在此区域的地热水距离完全平衡线越远,其在母地热流体演化过程中所经历的后期冷却过程就越显著;而未成熟水区的地热水与母地热流体无继承关系,其钠-钾温度与钾-镁温度均不是热储温度的真实反映。与典型“纯”蒸汽加热型酸性水(pH值一般小于2)相比,玛旁雍错酸性泉的pH较高,指示其受到中性-弱碱性富氯地热水的混合;这样,该酸性泉中的锶应源于入渗水浅循环过程中对所流经岩石的低强度淋滤以及富氯地热水(也富锶)的混入。与酸性泉不同,玛旁雍错弱碱性泉是深循环地热流体的排泄,其大部分溶解组分主要来源于更高温度条件下地热水与围岩发生的长时间、高强度相互作用,故锶含量也相应高于酸性泉(表1)。此外,玛旁雍错和门士热泉样品中的锶均与砷及氯具有较好的正相关关系(图5),表明上述组分可能具有同源性。除氯之外,岩浆热源型地热水中的砷也被证实常以岩浆流体所携带砷为主要来源之一,如热海、羊八井、搭格架

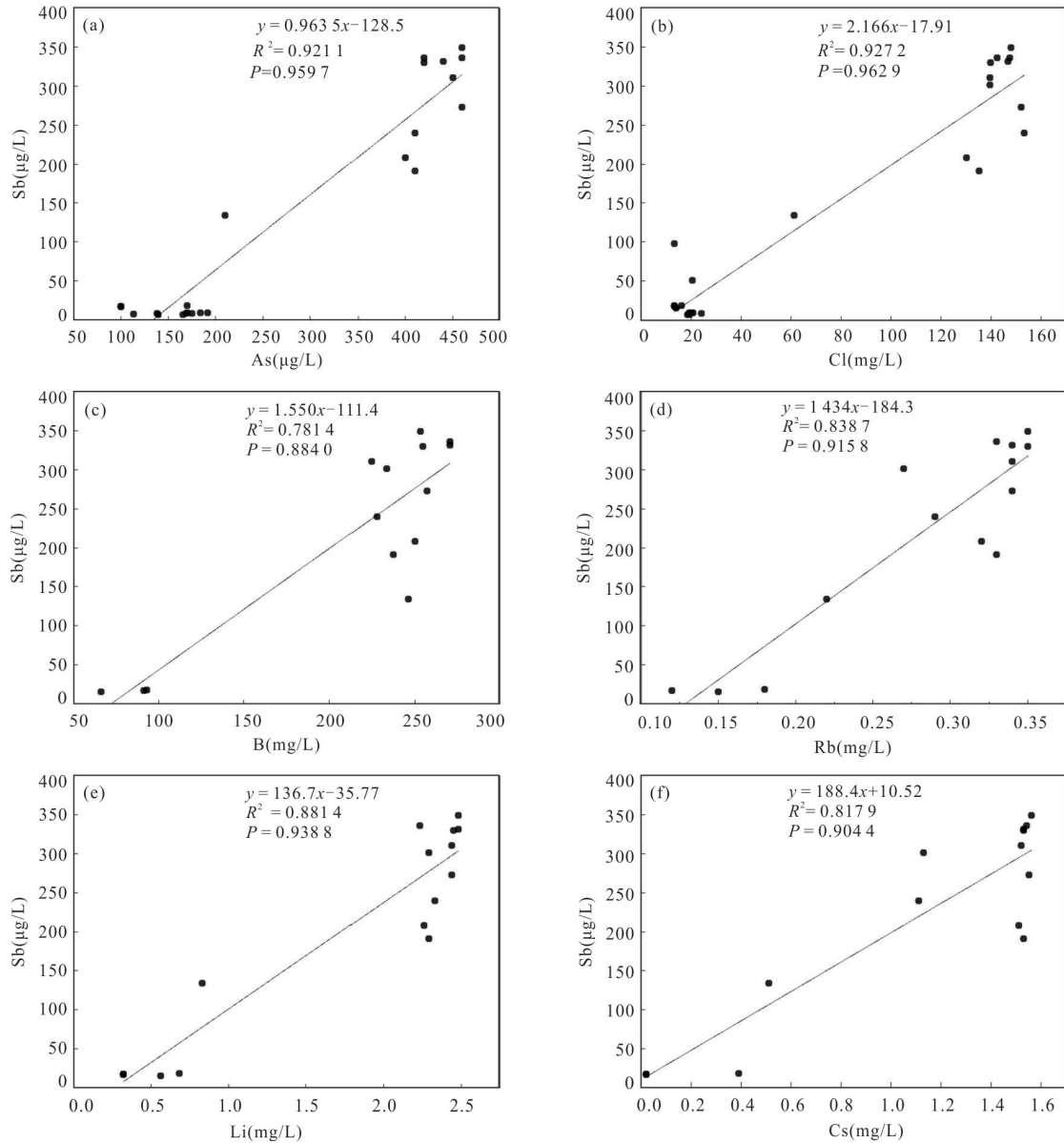


图5 玛旁雍错与门士热泉样品中锑-砷(a)、锑-氯(b)、锑-硼(c)、锑-铷(d)、锑-锂(e)、锑-铯(f)散点图

Fig.5 Scatter plots of antimony-arsenic (a), antimony-chlorine (b), antimony-boron (c), antimony-rubidium (d), antimony-lithium (e), antimony-cesium (f) in samples from MapamYumco and Moincer hot springs

等岩浆热源型水热区 (Guo *et al.*, 2017b; Guo *et al.*, 2019; 严克涛等, 2019). 因此, 岩浆流体输入极有可能对玛旁雍错弱碱性泉与门士热泉中的锑有同样重要的贡献. 此外, 玛旁雍错和门士热泉样品中锑与岩浆流体特征组分(B、Li、Rb、Cs)具有良好正相关关系(图5), 侧面说明门士热泉水化组分可能受到岩浆流体输入的贡献. 有趣的是, 门士热泉样品均落在 Na-K-Mg^{1/2} 三角图(图4)中未成熟水区的 Mg 端点附近, 这与门士地热系统的热储围岩应包括碳酸盐岩, 从而地热水中富镁有关.

与前述岩浆热源型地热系统不同, 曲卓木热泉

不具备典型岩浆热源型地热水的总体水化学特征, 该地热系统也相应为非岩浆热源型地热系统 (Liu *et al.*, 2019), 因此不可能受到岩浆流体输入的影响. 这样, 曲卓木热泉中锑的富集受益于地热水与热储围岩矿物在较高热储温度条件下的相互作用. 与曲卓木情形相近的本研究所涉地热系统还包括邦腊掌与朗久; 总体上, 此类地热水中的锑因仅源于热储围岩淋滤而未接受岩浆流体输入的贡献, 其含量低于岩浆热源型地热水.

综上, 在系统归纳、总结构造地质背景、地表地热显示、地热水化学组成、地热气体 He 同位素特征

等方面资料的基础上,可对本研究所涉地热系统的热源类型、成因以及地热水中锑的来源综合分析如下。从构造背景来看,这些地热系统均处于典型板缘地热带,即处于印度板块和亚欧板块强烈碰撞位置之上的滇藏地热带(在全球范围内属地中海-喜马拉雅地热带),因此构造背景方面均具备形成岩浆热源的必要条件;但与世界上其他板缘地热带类似,此类地热带内一定会发育岩浆热源型地热系统,却也可并存为数不少的非岩浆热源型地热系统。从地表地热显示看,玛旁雍错曲色涌巴、莫落江等地热区显示强烈,出露大量沸泉,但客观而论,在本次研究判定为非岩浆热源型地热系统的邦腊掌,同样存在不少沸泉,甚至曾出现间歇喷泉、水热爆炸等异常强烈的地表地热显示。因此,笔者认为,地热水和地热气体地球化学特征是判断地热系统热源类型和成因的更有效、更可靠的工具。对于岩浆热源型地热系统,一个可靠的水文地球化学判据(郭清海,2020)是:在同一地热系统同时出现酸性富硫酸盐(或氯化物)水、中性富氯化物水、弱碱性富(重)碳酸盐水;地热水中异常富集某些岩浆流体特征组分(如砷),是地热系统具备岩浆热源且受到岩浆流体化学影响的另一直观证据;此外,地热气体中富集幔源氦同样意味着地热系统极有可能以幔源岩浆房为热源,虽然此类岩浆房会大概率受到地壳物质混染。在本次研究调查的地热区中,玛旁雍错曲色涌巴、莫落江、门士分别具备岩浆热源型地热系统的上述3个不同特点,故笔者认为其以近地表岩浆囊为热源,且地热水中锑至少部分源于岩浆囊释放的岩浆流体;而曲卓木、朗久、龙陵邦腊掌则不具备上述任一特点,故应均为非岩浆热源型地热系统,且其地热水中锑来自热储围岩淋滤。

4 结论

(1) 西藏与云南典型高温热泉中锑浓度远高于其他类型天然水体。西藏热泉样品中硫代锑含量很低,但云南邦腊掌热泉中硫代锑含量较高,主要以 $\text{Sb}_2\text{S}_4^{2-}$ 形式存在。

(2) 高硫化物浓度、高 $\text{S}(-\text{II})/\text{Sb}$ 摩尔比、相对较低的砷浓度是热泉中硫代锑富集的必要条件。

(3) 就岩浆热源型地热系统而言,其地热水不仅可淋滤热储围岩中锑,同时也接受岩浆流体所携带锑的输入,因而常具有异常高的锑含量。

(4) 此类地热水的排泄可对地热区周围水环境

产生重要影响,应受到广泛重视并加强研究。

References

- Aksoy, N., Şimşek, C., Gunduz, O., 2009. Groundwater Contamination Mechanism in a Geothermal Field: A Case Study of Balcova, Turkey. *Journal of Contaminant Hydrology*, 103(1-2): 13-28. <https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2008.08.006>
- Boreiko, C. J., Rossman, T. G., 2020. Antimony and Its Compounds: Health Impacts Related to Pulmonary Toxicity, Cancer, and Genotoxicity. *Toxicology and Applied Pharmacology*, 403: 115156. <https://doi.org/10.1016/j.taap.2020.115156>
- Cavallo, D., Iavicoli, I., Setini, A., et al., 2002. Genotoxic Risk and Oxidative DNA Damage in Workers Exposed to Antimony Trioxide. *Environmental and Molecular Mutagenesis*, 40(3): 184-189. <https://doi.org/10.1002/em.10102>
- Dong, S. L., Zhang, Z., Zhang, L. K., et al., 2018. Geochemistry, Hf-Sr-Nd Isotopes and Petrogenesis of Acidic Volcanic Rocks in Quzhuomu Region of Southern Tibet. *Earth Science*, 43(8): 2701-2714 (in Chinese with English abstract).
- Filella, M., Belzile, N., Chen, Y. W., 2002. Antimony in the Environment: A Review Focused on Natural Waters. *Earth-Science Reviews*, 59(1-4): 265-285. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00089-2](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00089-2)
- Giggenbach, W. F., 1988. Geothermal Solute Equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca Geothermometers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(12): 2749-2765. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90143-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90143-3)
- Giggenbach, W. F., Soto, R. C., 1992. Isotopic and Chemical Composition of Water and Steam Discharges from Volcanic-Magmatic-Hydrothermal Systems of the Guacaste Geothermal Province, Costa Rica. *Applied Geochemistry*, 7(4): 309-332. [https://doi.org/10.1016/0883-2927\(92\)90022-U](https://doi.org/10.1016/0883-2927(92)90022-U)
- Guo, Q. H., 2020. Magma-Heated Geothermal Systems and Hydrogeochemical Evidence of Their Occurrence. *Acta Geologica Sinica*, 94(12): 3544-3554 (in Chinese with English abstract).
- Guo, Q. H., Liu, M. L., Li, J. X., et al., 2017a. Fluid Geochemical Constraints on the Heat Source and Reservoir Temperature of the Banglazhang Hydrothermal System, Yunnan-Tibet Geothermal Province, China. *Journal of Geochemical Exploration*, 172: 109-119. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2016.10.012>
- Guo, Q. H., Planer-Friedrich, B., Liu, M. L., et al.,

- 2017b. Arsenic and Thioarsenic Species in the Hot Springs of the Rehai Magmatic Geothermal System, Tengchong Volcanic Region, China. *Chemical Geology*, 453: 12–20. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.02.010>
- Guo, Q. H., Planer-Friedrich, B., Liu, M. L., et al., 2019. Magmatic Fluid Input Explaining the Geochemical Anomaly of very High Arsenic in some Southern Tibetan Geothermal Waters. *Chemical Geology*, 513: 32–43. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.03.008>
- Guo, Q. H., Yang, C., 2021. Tungsten Anomaly of the High-Temperature Hot Springs in the Daggyai Hydrothermal Area, Tibet, China. *Earth Science*, 46(7): 2544–2554 (in Chinese with English abstract).
- He, M. C., Wan, H. Y., 2004. Distribution, Speciation, Toxicity and Bioavailability of Antimony in the Environment. *Progress in Chemistry*, 16(1): 131–135 (in Chinese with English abstract).
- Hoke, L., Lamb, S., Hilton, D. R., et al., 2000. Southern Limit of Mantle-Derived Geothermal Helium Emissions in Tibet: Implications for Lithospheric Structure. *Earth and Planetary Science Letters*, 180(3–4): 297–308. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00174-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00174-6)
- Hou, Z. Q., Li, Z. Q., 2004. Possible Location for Underthrusting Front of the Indus Continent: Constraints from Helium Isotope of the Geothermal Gas in Southern Tibet and Eastern Tibet. *Acta Geologica Sinica*, 78(4): 482–493 (in Chinese with English abstract).
- Liao, Z. L., Liao, G. Y., Pan, G. T., et al., 2005. Distribution and Utilization of Geothermal Resources in Tibet Ngari. *China Mining Magazine*, 14(8): 43–46 (in Chinese with English abstract).
- Lima, A., Cicchella, D., Di Francia, S., 2003. Natural Contribution of Harmful Elements in Thermal Groundwaters of Ischia Island (Southern Italy). *Environmental Geology*, 43(8): 930–940. <https://doi.org/10.1007/s00254-002-0715-8>
- Liu, M. L., Guo, Q. H., Wu, G., et al., 2019. Boron Geochemistry of the Geothermal Waters from Two Typical Hydrothermal Systems in Southern Tibet (China): Daggyai and Quzhuomu. *Geothermics*, 82: 190–202. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2019.06.009>
- Liu, M. L., Cao, Y. W., Wang, M. D., et al., 2014. Source of Hydrochemical Composition and Formation Mechanism of Rehai Geothermal Water in Tengchong. *Safety and Environmental Engineering*, 21(6): 1–7 (in Chinese with English abstract).
- Lou, H., Wang, C. Y., Huangfu, G., et al., 2002. Three-Dimensional Seismic Velocity Tomography of the Upper Crust in Tengchong Volcanic Area, Yunnan Province. *Acta Seismologica Sinica*, 24(3): 243–251 (in Chinese with English abstract).
- McCleskey, R. B., Nordstrom, D. K., Susong, D. D., et al., 2010. Source and Fate of Inorganic Solutes in the Gibbon River, Yellowstone National Park, Wyoming, USA. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 193(3/4): 189–202. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.03.014>
- Planer-Friedrich, B., Wilson, N., 2012. The Stability of Tetrathioantimonate in the Presence of Oxygen, Light, High Temperature and Arsenic. *Chemical Geology*, 322–323: 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.06.010>
- Poon, R., Chu, I., Lecavalier, P., et al., 1998. Effects of Antimony on Rats Following 90-Day Exposure via Drinking Water. *Food and Chemical Toxicology*, 36(1): 21–35. [https://doi.org/10.1016/S0278-6915\(97\)80120-2](https://doi.org/10.1016/S0278-6915(97)80120-2)
- Shen, L. C., Wu, K. Y., Xiao, Q., et al., 2011. Study on CO₂ Degassing in Geothermal Anomaly Areas in Tibet: A Case Study of Langjiu and Tagejia Geothermal Areas. *Chinese Science Bulletin*, 56(26): 2198–2208 (in Chinese).
- Smichowski, P., 2008. Antimony in the Environment as a Global Pollutant: A Review on Analytical Methodologies for Its Determination in Atmospheric Aerosols. *Talanta*, 75(1): 2–14. <https://doi.org/10.1016/j.talanta.2007.11.005>
- Wang, X. W., Wang, T. H., Gao, N. A., et al., 2022. Formation Mechanism and Development Potential of Geothermal Resources along the Sichuan-Tibet Railway. *Earth Science*, 47(3): 995–1011 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Y. Y., Zeng, L. S., Hou, K. J., et al., 2022. Mantle Source Components and Magmatic Evolution for the Co-me Large Igneous Province: Evidence from the Early Cretaceous Niangzhong Mafic Magmatism in Tethyan Himalaya. *Journal of Earth Science*, 33(1): 133–149. <https://doi.org/10.1007/s12583-021-1464-5>
- Wilson, N., Webster-Brown, J., Brown, K., 2012. The Behaviour of Antimony Released from Surface Geothermal Features in New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 247–248: 158–167. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.08.009>
- Yan, K. T., Guo, Q. H., Liu, M. L., 2019. Geochemical Anomalies of Arsenic and Its Speciation in Daggyai Geo-

thermal Springs, Tibet. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 49(2): 548–558 (in Chinese with English abstract).

Zhao, C. P., 2008. Mantle-Derived Helium Release Characteristics and Deep Magma Chamber Activities of Present Day in the Tengchong Volcanic Area (Dissertation). Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

董随亮, 张志, 张林奎, 等, 2018. 藏南曲卓木地区酸性火山岩地球化学、Hf-Sr-Nd 同位素特征及其成因. *地球科学*, 43(8): 2701–2714.

郭清海, 2020. 岩浆热源型地热系统及其水文地球化学判据. *地质学报*, 94(12): 3544–3554.

郭清海, 杨晨, 2021. 西藏搭格架高温热泉中钨的水文地球化学异常. *地球科学*, 46(7): 2544–2554.

何孟常, 万红艳, 2004. 环境中锶的分布、存在形态及毒性和生物有效性. *化学进展*, 16(1): 131–135.

侯增谦, 李振清, 2004. 印度大陆俯冲前缘的可能位置: 来自

藏南和藏东活动热泉气体 He 同位素约束. *地质学报*, 78(4): 482–493.

廖忠礼, 廖光宇, 潘桂棠, 等, 2005. 西藏阿里地热资源的分布特点及开发利用. *中国矿业*, 14(8): 43–46.

刘明亮, 曹耀武, 王敏黛, 等, 2014. 腾冲热海热泉水化学组分来源及其形成机制探讨. *安全与环境工程*, 21(6): 1–7.

楼海, 王椿镛, 皇甫岗, 等, 2002. 云南腾冲火山区上部地壳三维地震速度层析成像. *地震学报*, 24(3): 243–251.

沈立成, 伍坤宇, 肖琼, 等, 2011. 西藏地热异常区 CO₂ 脱气研究: 以朗久和搭格架地热区为例. *科学通报*, 56(26): 2198–2208.

汪新伟, 王婷灏, 高楠安, 等, 2022. 川藏铁路沿线地热资源形成机理与开发潜力. *地球科学*, 47(3): 995–1011.

严克涛, 郭清海, 刘明亮, 2019. 西藏搭格架高温热泉中砷的地球化学异常及其存在形态. *吉林大学学报(地球科学版)*, 49(2): 548–558.

赵慈平, 2008. 腾冲火山区现代幔源氦释放特征及深部岩浆活动研究(博士学位论文). 北京: 中国地震局地质研究所.