

doi: 10.12029/gc20200611

徐洪飞, 周训, 王蒙蒙, 刘宇, 吴艳秋, 卓琳扬. 2020. 云南泸水登埂温泉与玛布温泉形成特征及成因研究[J]. 中国地质, 47(6): 1739–1754.
Xu Hongfei, Zhou Xun, Wang Mengmeng, Liu Yu, Wu Yanqiu, Zhou Linyang. 2020. Characteristics and formation of the Denggeng hot spring and the Mabu hot spring in Lushui County, Yunnan Province[J]. Geology in China, 47(6):1739–1754(in Chinese with English abstract).

云南泸水登埂与玛布温泉形成特征及成因研究

徐洪飞¹, 周训^{1,2}, 王蒙蒙¹, 刘宇¹, 吴艳秋¹, 卓琳扬¹

(1. 中国地质大学(北京)水资源与环境学院, 北京 100083;
2. 中国地质大学(北京)地下水循环与环境演化教育部重点实验室, 北京 100083)

摘要: 登埂温泉与玛布温泉位于云南泸水市, 出露于怒江深切峡谷西岸。研究区分布的主要地层为第四系(Q₄)砂土、砾土, 石炭系上统卧牛寺组(C_{3w})玄武岩和三叠系河湾街组下段(T_{3h})灰岩。温泉水温为 48.9~69.6℃, 矿化度为 0.493~0.782 g/L, 水化学类型分别为 HCO₃·Ca-Mg 型和 HCO₃·Ca-Na 型, 为中低温、弱酸性温泉。热水中 F⁻ 含量为 0.78~2.13 mg/L, H₂SO₄ 为 41.0~70.2 mg/L, 含有锂、锶、铷、铯、钡等微量元素。氢氧稳定同位素组成表明研究区温泉补给来源为大气降水, 用同位素方法估算温泉的补给区高程为 1260~1435 m, 补给区温度为 6.18~9.02℃, 计算的热储温度为 100~127.5℃。研究区温泉 Ca²⁺ 与 HCO₃⁻ 含量较高, 占阴、阳离子的毫克当量浓度百分比分别达到 60%、82%以上, 水中方解石、文石矿物都处于饱和状态, 水中 CO₂ 含量较高且 pCO₂ 远高于大气中 pCO₂, 具有有利于 CaCO₃ 沉积的水化学和水动力条件, 导致登埂温泉 YLS3-1、YLS3-3 及 YLS3-4 和玛布温泉 YLS4-1 的沉积钙华。登埂温泉与玛布温泉是地下水在怒江西部山区补给区获得大气降水入渗补给, 在经历深循环过程中获得深部热流加热后上升在怒江河谷西岸流出地面形成的温泉, 是渗入深循环型上升的中低温温泉。热水在上升过程中与浅部冷水相遇, 冷水混入比例为 60%~73%, 热水循环深度为 2375.2~3161.7 m。

关键词: 温泉; 水化学; 同位素; 钙华; 成因; 水文地质调查工程; 泸水; 云南

中图分类号: P314.1

文献标志码: A

文章编号: 1000-3657(2020)06-1739-16

Characteristics and origin of the Denggeng and Mabu hot spring in Lushui County, Yunnan Province

XU Hongfei¹, ZHOU Xun^{1,2}, WANG Mengmeng¹, LIU Yu¹, WU Yanqiu¹, ZHUO Linyang¹

(1. School of Water Resources and Environment, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China; 2. MOE Key Laboratory of Groundwater Circulation and Environmental Evolution, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China)

Abstract: Located in the Lushui County of Yunnan Province, the Denggeng hot spring and the Mabu hot spring emerge on the western bank of the Nujiang River valley. Sand of the Quaternary (Q₄), basalt of the Upper Carboniferous Woniusi Group (C_{3w}) and

收稿日期: 2019-10-21; 改回日期: 2020-10-19

基金项目: 国家自然科学基金项目(41772261)资助。

作者简介: 徐洪飞, 1995年生, 男, 硕士生, 主要从事水文地质学专业的研究; E-mail: 1468017872@qq.com。

通讯作者: 周训, 1963年生, 男, 教授, 博士生导师, 主要从事海岸带地下水、地下热水(温泉)、地下卤水(盐泉)、矿泉水、地下水循环及其模拟等的研究; E-mail: zhouxun@cugb.edu.cn。

limestone of the Lower Formation of Triassic Hewan Group (T₂h¹) underlie the study area. The temperature of hot springs range from 48.9 to 69.6 °C, and TDS from 0.493 to 0.782 g/L. The hydrochemical types of hot water are of HCO₃⁻·Ca-Mg type and HCO₃⁻·Ca-Na type. The hot springs are of low to moderate temperature and weak acid. The F⁻ concentrations of the hot springs range from 0.78 to 2.13 mg/L, and the H₂SiO₃ concentrations from 41.0 to 70.2 mg/L. Li, Sr, Rb, Cs and Ba are relatively abundant in the hot water. The values of δ²H and δ¹⁸O of the spring water indicate that the hot springs in the study area are meteoric in origin. The elevation of the hot spring's recharge area is estimated to be from 1260 to 1435 m, the temperature of the recharge area varies in the range of 6.18 – 9.02°C, and the temperature of the geothermal reservoirs varies in the range of 100 – 127.5°C. The content of Ca²⁺ and HCO₃⁻ in hot water is rich, and the percentages of milliequivalent concentrations of anions and cations are high, accounting for more than 60% and 82% respectively. Calcite and aragonite in the hot water are in the saturated state, the content of CO₂ in water is high and the pCO₂ in the hot water is much higher than atmospheric pCO₂. The hydrochemical and hydrodynamic conditions are favorable to CaCO₃ deposition. Travertines are precipitating near YLS3-1, YLS3-3 and YLS3-4 of the Denggeng hot spring and YLS4-1 of the Mabu hot spring. Thermal groundwater rises up to the land surface on the western bank of the Nujiang River valley after groundwater receives recharge from infiltration of precipitation in the recharge areas of the mountainous areas to the west of the Nujiang River, undergoes deep circulation and obtains heat from heat flow. The hot springs are of the deep infiltration-cycle type and are of low to moderate temperature. The hot water mixes with the shallow cold water when it rises to the land surface. The proportion of mixing cold water is about 60%–73%, and the circulation depth of the hot water ranges from 2375.2 to 3161.7 m.

Key words: hot spring; hydrochemistry; isotope; travertine; genesis; hydrogeological survey engineering; Lushui; Yunnan

About the first author: XU Hongfei, male, born in 1995, master, mainly engages in hydrogeology research; E-mail: 1468017872@qq.com.

About the corresponding author: ZHOU Xun, male, born in 1963, professor, supervisor of doctor candidates, mainly engages in coastal groundwater, geothermal water (hot spring), underground brine (salt spring), mineral water and circulation and simulation of groundwater research; E-mail: zhouxun@cugb.edu.cn.

Fund support: Supported by National Natural Science Foundation of China (No. 41772261).

1 引 言

云南地处印度洋板块与欧亚板块的碰撞带及其影响区内,隶属于滇藏地热带,地热异常十分显著。云南省温泉数量居全国各省区之冠,有温泉1000余个,主要分布在西部地区,既有高温温泉,也有中低温温泉,有些温泉泉口沉积钙华。温泉是地球内部地热能量的地表显示,研究温泉的特征和成因可以揭示地下深处地下热水的地热地质信息。钙华是水热活动区内一种分布较广、形态各异的水热显示,研究钙华的形成有助于了解局部地下水循环中的物质迁移规律(尹玉龙,2018)。前人对温泉及钙华做过大量的综合研究,取得了许多重要的认识。于永亭等(2008)利用比例系数法,结合水化学同位素资料,对云南龙陵地区温泉的水化学特征进行了研究,得出该地区的温泉水的矿化度较低,水岩作用主要有溶滤、溶解作用以及同离子效应,温泉水为大气降水补给,温泉水为未变质水。White et al.(2005)通过分析泉水中氯离子的浓度变化,建

立混合模型,估算出了泉水中浅层地下水的混入量。Mohammadi et al.(2010)通过分析伊朗Changal背斜峡谷中的石灰岩地层出露温泉的水化学以及同位素特征,发现温泉补给来源为大气降水,并混入了大量浅层冷水,估算出温泉热储温度为70~80°C。屈丽丽等(2011)通过分析³H放射性同位素得出云南怒江跃进桥温泉水的年龄为10~20 a。郭忠洁等(2015)对云南鹤庆西山温水龙潭温泉的水文地质特征以及水化学、同位素特征进行了研究,得出温泉水大气降水入渗补给,补给高程为3592 m,热储温度为32.7°C,温泉的形成受鹤庆—洱源断裂控制。邹鹏飞等(2015)利用水文地球化学方法和硅-焓图解法对南京汤山温泉区地下热水进行了研究,得出热水循环深度为2600~2900 m,热储温度为90°C,属于中低温对流型地热系统。王洁青等(2017)通过分析地质概况、水化学及同位素资料对云南兰坪盆地羊吃蜜温泉进行了研究,认为该温泉是侵蚀岩溶低温温泉,水化学类型HCO₃⁻·SO₄²⁻-Ca型,计算热储温度在60~70°C,估算热水循环深度为

1255 m,冷水混入比例约为0.78。张彧齐等(2018)通过野外调查并结合前人研究资料,分析了滇西兰坪—思茅盆地红层地下水类型、温泉的成因机制以及钙华沉积的控制因素。Pentecost(1995)根据CO₂的来源将钙华分为热成因类钙华和大气成因类钙华,其CO₂分别来源于热成因的脱气作用和土壤。杨研研(2006)对广西博白温罗温泉的水化学和同位素特征进行了分析,得出温泉的CO₂来源是生物来源,总结出温泉水达到饱和是钙华沉积的必要条件而不是充分条件。李铁松(2015)通过对云南白水台钙华区进行野外观察以及研究其水化学特征,揭示出放气和沉淀为泉华沉积过程的两个阶段,这两个阶段在泉华堆积地貌与水体外貌上均有明显的表现;同时发现,水温升高、压力减小、水层变薄、强水动力以及藻类与细菌繁殖等条件对泉华沉积有非常重要的影响。本文以云南省泸水市登埂温泉和玛布温泉为例,通过分析该地区的地质特征、温泉的水化学及同位素特征,探讨温泉的补给来源、补给高程、补给区温度,估算温泉的热储温度、循环深度以及浅层地表冷水的混入比例,分析钙华形成的影响因素,并总结温泉的成因模式。

2 区域地质背景

2.1 地质概况

登埂温泉位于云南省泸水市,在泸水市区北部约6 km的怒江西岸,玛布温泉位于泸水市区北侧约2 km怒江西岸,两温泉地处云南西部的滇藏地热带内。泸水市位于滇西横断山脉南部,是典型的高山峡谷地貌,主要山脉和水系近南北向延伸。怒江从区内中部自北向南穿过,形成著名的“怒江大峡谷”(屈丽丽等,2011)。泸水属于亚热带山地季风气候,干湿季节明显,由于复杂的地形和大气环流,地方性气候、地形立体气候及局部小气候非常突出。年平均气温16.8~20.1℃。年平均降雨量约为1222 mm,降水主要集中在每年的5—10月份,占全年降雨量的80%左右,初夏和秋末暴雨比较频繁,且空间分布不均匀,雨量北多南少。研究区内地表水系发育,主要河流有20余条,怒江是泸水主要的地表河流,由北向南从中部纵向穿过,在泸水境内全长109.6 km,年平均流量约为1840 m³/s(贺敬等,2005)。泸水地处“泸水—梁河地震带”,水热区分

布较多。泸水境内地层发育较齐全,自元古宇至新生界,除缺失中生界的白垩系与新生界的古近系和新近系外,其余时代地层均有分布。怒江断裂对地层岩性的分布控制作用明显,怒江断裂以西主要分布元古宇高黎贡山群(Ptgl)变质岩,以东主要分布古生界(Pz)至中生界(Mz),以泥盆系、石炭系和三叠系最为发育,部分区域为元古宇崇山群(Ptch)变质岩,第四系冲洪积物主要分布于怒江河谷及阶地地带。境内岩浆活动较频繁,以侵入为主,喷溢次之。以燕山期花岗岩为主,华力西期主要出露石炭纪的玄武岩,辉绿岩、辉长岩脉在县域中部和北部零星发育(屈丽丽等,2011)。研究区出露的地层和岩石主要有三叠系中统河湾街组灰岩、石炭系上统卧牛寺组致密状、杏仁状玄武岩夹灰石透镜体和第四系全新统砂土、砾土。泸水在区域大地构造单元上属于冈底斯—念青唐古拉山褶皱系福贡—镇康褶皱带,区内断裂、褶皱构造发育,构造形迹以断裂为主,主要构造线以南北向为主,北东向次之。断裂系统以怒江断裂带为主,泸水境内由一组近南北向分布的断裂组成,由西向东为怒江断裂、田米断裂、F1断层和称嘎断裂,另外包括东侧澜沧江断裂带少量断层。怒江深大断裂控制了泸水区域的整体构造格局,由南向北贯穿全区,是福贡—镇康褶皱带和伯舒拉岭—高黎贡山褶皱带两个二级构造单元的分区界线,该断裂及其次级断裂控制着泸水的地形地貌和地层岩性的展布。境内褶皱虽有发育,但连续性较差、保存不完整、规模较小以及支离破碎,展布呈近南北向且多为复式背斜。比较明显的只有一规模较大的瓦多罗—雪蒙山复背斜(图1)(赧传源,2009)。

2.2 温泉简述

登埂温泉位于泸水市政府以北的怒江西岸江边,以附近有登埂村得名。玛布温泉位于鲁掌乡腊斯地村东南的玛布河入怒江汇口处北侧怒江西岸。登埂温泉与玛布温泉相距10 km左右,都出露于怒江西岸,有相同的地质背景,具有相似的地质构造特征,温泉出露特征比较相近,且经过对水样测试数据的分析,两温泉的水化学和同位素特征差异很小,通过研究其特征及成因模式,有助于更合理的开发利用当地的地热资源。其中登埂温泉沿江西岸从南向北,出露5个泉眼,泉口海拔830 m,

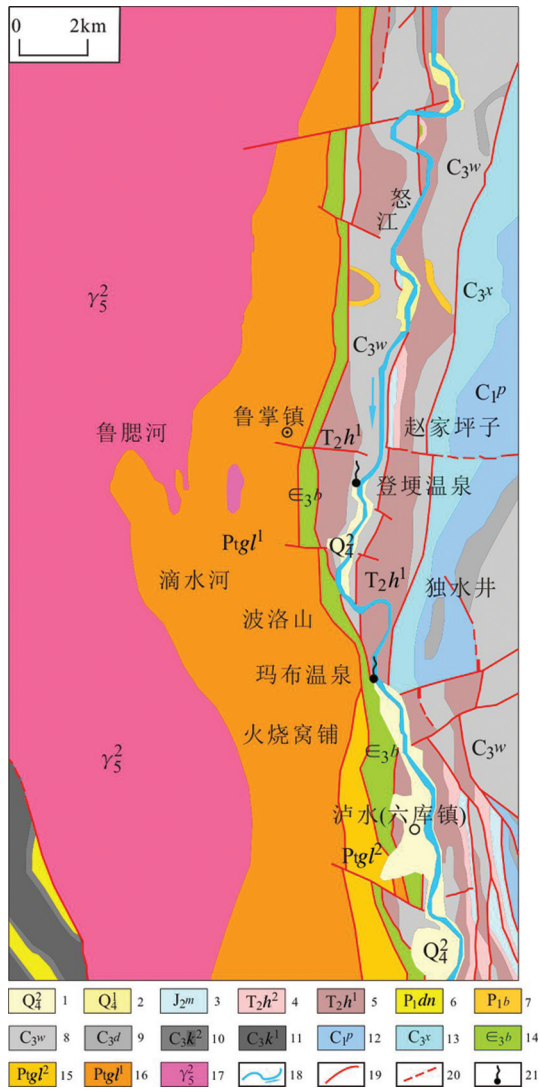


图1 云南泸水地区地质略图(据全国地质资料馆1:20万地质图G4721幅,有改动)

1—第四系(Q₄¹)全新统砂土、砾土、黏土;2—第四系全新统(Q₄¹)砂、砾、黏土橄榄玄武岩;3—侏罗系中统(J₂m)泥岩、砂砾岩、砾岩;4—三叠系中统(T₂h¹)白云质灰岩、纯灰岩;5—三叠系中统(T₂h¹)泥质灰岩、纯灰岩;6—二叠系下统(P₁dn)灰岩、白云质灰岩、含燧石结核(西部地区);7—二叠系下统(P₁b)铁质泥岩夹劣质赤铁矿;8—石炭系上统(C₃w)玄武岩、玄武岩夹灰石透镜体;9—石炭系上统(C₃d)砂砾岩、砂岩、页岩夹生物碎屑灰岩;10—石炭系上统(C₃k¹)灰岩、生物碎屑灰岩;11—石炭系上统(C₃k¹)砂砾岩、粗砂岩、砂页岩(西部地区);12—石炭系下统(C₃p)灰岩、泥质灰岩;13—石炭系下统(C₃x)灰岩、泥灰岩、泥灰岩夹泥岩偶無燧石结核;14—寒武系上统(ε₃w)板岩、泥质灰岩、板岩夹泥质灰岩;15—高黎贡山群上亚群(Pt_gf¹)片岩、千枚岩、石英片岩夹大理岩、灰岩、粉砂岩、变粒岩;16—高黎贡山群下亚群(Pt_gf²)混合岩、片岩、变粒岩、角闪岩、石英岩;17—燕山期(γ₅²)花岗岩;18—河流;19—断层;20—推测断层;21—温泉

Fig.1 Simplified geological map of the Lushui area in Yunnan (modified from 1:200,000 Geological Map G4721 of the National Geological Archives)

1—Sand, gravel and clay of Quaternary Holocene; 2—Sand, gravel and clay olivine basalt of Quaternary Holocene; 3—Mudstone, glutenite, and conglomerate of Middle Jurassic; 4—Dolomitic limestone and pure limestone of Middle Triassic; 5—Argillaceous limestone and pure limestone of Middle Triassic; 6—Limestone, dolomitic limestone, chert bearing nodule (western region) of Lower Permian; 7—Iron mudstone mixed with poor hematite of Lower Permian; 8—Basalt, basalt with limestone lens of Upper Carboniferous; 9—Glutenite, sandstone, shale intercalated with bioclastic limestone of Upper Carboniferous; 10—Limestone, bioclastic limestone of Upper Carboniferous; 11—Glutenite, coarse sandstone, shales (western region) of Upper Carboniferous; 12—Limestone, argillaceous limestone of Lower Carboniferous; 13—Limestone, marl, marl with mudstone and even enthalpy chert nodule of Lower Carboniferous; 14—Slate, argillaceous limestone, slate with argillaceous limestone of Upper Cambrian; 15—Schist, phyllite, quartz schist with marble, limestone, siltstone and granulite of Upper subgroup of Gaoligong; 16—Migmatite, schist, granulite, amphibolite and quartzite of Lower subgroup of Gaoligong; 17—Granite of Yanshanian period; 18—River; 19—Fault; 20—Inferred fault; 21—Hot spring

YLS3-1、YLS3-3、YLS3-4都有老钙华分布,并且沉积少量新钙华,YLS3-5只有老钙华分布,无新钙华沉积。玛布温泉海拔820 m,泉眼高出怒江水面7 m,YLS4-1周围有老钙华分布,沉积少量黄色新钙华。研究区温泉水温度为48.9~69.6℃,矿化度为0.493~0.782 g/L,pH为6.0~6.7,流量为0.6~10.0 L/s不等。

3 水化学特征

3.1 水样测试方法

2018年3月对云南泸水市登埂温泉和玛布温泉进行了野外调查,并采集水样进行水化学组分和同位素组分测试,其结果列于表1。在野外调查和采样过程中,泉点标高用手机自带软件测定,利用型号为MIK-CT6821的PH&ORP笔测定水样pH和

Eh;用型号为MIK-TP101的温度计测定水温;CO₂浓度是在现场用滴定法测定,先在水样中加入酚酞,再用浓度为0.05 mol/L的NaOH进行滴定。水化学成分中Na⁺、K⁺、Ca²⁺、Mg²⁺、Cl⁻、SO₄²⁻、HCO₃⁻、NO₃⁻、F⁻是根据《地下水水质检验方法——滴定法测定碳酸根、重碳酸根和氢氧根》(DZ/T 0064.49-1993)、《地下水水质检验方法——离子色谱法测定Cl、F、Br、NO₃和SO₄》(DZ/T 0064.51-1993)、《生活饮用水标准检验方法——金属指标》(GB/T 5750.6/22.2-2006)22.2离子色谱法来测定的;Li、Sr、Ba、Fe是根据《地下水水质检验方法——等离子体质谱法测定锂等39个元素》(DZ/T 0064.80-1993)、《生活饮用水标准检验方法——金属指标》(GB/T 5750.6/1.4-2006)1.4电感耦合等离子体发射光谱法来测定的;矿化度是根据《地下水水质检验方法——溶解性固体总量

表 1 温泉水样的水化学测试数据 (mg/L)

Table 1 Chemical analyses of the hot water samples (mg/L)

温泉名称 编号	登埂温泉 1 YLS3-1	登埂温泉 2 YLS3-2	登埂温泉 3 YLS3-3	登埂温泉 4 YLS3-4	登埂温泉 5 YLS3-5	玛布温泉 1 YLS4-1	玛布温泉 2 YLS4-2
K ⁺	5.57	6.05	6.42	6.31	5.65	20.6	20.7
Na ⁺	18.8	19.7	20.8	20.5	19	72.2	68.3
Ca ²⁺	125	124	132	133	125	169	169
Mg ²⁺	28.1	30.1	31.4	31.5	30.1	25	25
Fe ²⁺ +Fe ³⁺	0.003	0.01	0.005	0.002	0.009	<0.002	<0.002
HCO ₃ ⁻	578	583	614	605	578	737	733
Cl ⁻	1.35	1.6	1.54	1.52	1.68	6.39	7.24
SO ₄ ²⁻	23.4	25.7	27.8	27.3	24.5	117	112
F ⁻	0.78	0.945	1.1	0.905	0.895	1.55	2.13
NO ₃ ⁻	0.93	0.68	0	0.47	0.95	1.4	1.75
锶	1.04	1.15	1.2	1.2	1.02	1.16	1.6
锂	0.032	0.035	0.039	0.037	0.033	0.405	0.416
锰	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
锌	0.002	0.003	0.003	0.01	0.002	0.003	0.002
镉	<0.00004	<0.00004	<0.00004	<0.00004	<0.00004	<0.00004	<0.00004
铅	<0.0008	<0.0008	<0.0008	<0.0008	<0.0008	<0.0008	<0.0008
钡	0.07	0.081	0.104	0.084	0.053	0.109	0.173
铬(六价)	0.003	0.005	0.003	0.004	0.003	0.003	0.006
铷	0.028	0.031	0.035	0.033	0.03	0.127	0.129
铯	0.009	0.01	0.011	0.01	0.009	0.154	0.157
偏硅酸	47.1	45.7	46	42.1	41	68.5	70.2
游离 CO ₂	58.08	59.99	75.24	30.51	50.01	75.24	136.55
水化学类型	HCO ₃ ·Ca-Mg	HCO ₃ ·Ca-Mg	HCO ₃ ·Ca-Mg	HCO ₃ ·Ca-Mg	HCO ₃ ·Ca-Mg	HCO ₃ ·Ca-Na	HCO ₃ ·Ca-Na
TDS	493	500	528	524	497	782	773
pH	6.7	6.3	6.3	6.3	6.5	6	6.1
Eh/mV	106	115	49	116	126	100	106
δ ² H/‰	-68.6	-70.3	-71.6	-69.7	-67.5	-68.8	-71.1
δ ¹⁸ O/‰	-9.6	-9.4	-10	-9.1	-9.3	-9	-9.9
温度/°C	51.7	55.4	55.1	57.3	48.9	68	69.6

的测定》(DZ/T 0064.9-1993)来测定的;δ¹⁸O和δ²H是依据《水中氢同位素锌还原法测定》(DZ/T 0184.19-1997)和《天然水中氧同位素二氧化碳-水平衡法测定》(DZ/T 0184.21-1997)来测定的,由核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成。H₂SiO₃是利用紫外可见分光光度计,依据《生活饮用水标准检验方法——无机非金属指标》(GB/T 5750.5-2006)、《地下水水质检验方法——硅钼黄比色法测定硅酸》(DZ/T 0064.62-93)测定,由北京市水文地质工程地质大队实验室完成。对各水样阴离子和阳离子毫克当量总数进行平衡核查后得知测试误差为0.9%~2.58%。

3.2 水化学成分特征

研究区温泉水中所含主要的阴、阳离子基本相同,主要阳离子为Na⁺、K⁺、Ca²⁺与Mg²⁺,主要阴离子为HCO₃⁻、SO₄²⁻、Cl⁻。研究区温泉水样中HCO₃⁻含量为578~737 mg/L,为毫克当量浓度最高的阴离

子,占比超过82%(图2a),HCO₃⁻主要来自地下水中CO₂的溶解以及碳酸盐岩和长石矿物的溶解(谭梦茹,2018)。温泉Ca²⁺含量在124~169 mg/L,毫克当量浓度占比居阳离子首位,超过60%(图2b),Ca²⁺在地壳和岩石中的含量比较高,温泉围岩中含钙矿物比较多,地下水循环于碳酸盐岩中,所以在一般溶解组分较低的地下水中,Ca²⁺含量占比较高。根据表1的数据,绘制Piper图(图3),表明登埂温泉的水化学类型是HCO₃·Ca-Mg型,玛布温泉的水化学类型是HCO₃·Ca-Na型。

温泉水中的次要离子主要有NO₃⁻、Fe²⁺+Fe³⁺,它们的含量都比较低。微量组分主要有锶、铯、铷、钫和钡。锂为碱金属元素,对人体有益,化学性质活泼,易形成溶于水的盐类随之运移,一般比较难富集,地下水中的锂主要来源于含锂母岩的水岩作用和风化作用(谭梦茹,2018),研究区温泉锂的

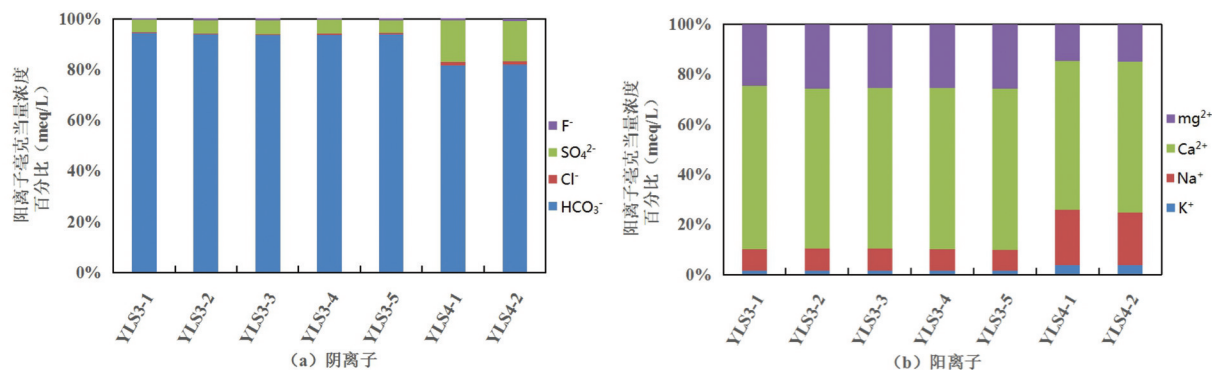


图2 温泉阴(a)、阳(b)离子比例图

Fig. 2 Percentage of concentrations of the anions (a) and cations (b) in the hot springs

含量在0.032~0.416 mg/L,根据中国《食品安全国家标准饮用天然矿泉水》(GB 8538-2018),玛布温泉 YLS4-1 和 YLS4-2 达到了锂矿水的命名标准 (>0.2 mg/L)。锶为碱土金属元素,是人体不可或缺的微量元素,地下水中的锶主要来源于围岩中含锶矿物的溶解。研究区温泉锶的含量在1.02~1.60 mg/L,均达到锶矿水的命名标准(>0.2 mg/L)。铷跟铯分别为金属元素、碱金属元素,在温泉中含量很低,研究区温泉铷的含量在0.028~0.129 mg/L,铯的含量在0.009~0.157 mg/L。由于铷、铯主要的

载体矿物是绿泥石、黑云母(谭梦茹,2018),说明研究区温泉在形成过程中流经含绿泥石、黑云母矿物的岩层并且经历了强烈的水岩相互作用。

研究区温泉氟的含量不高,为0.780~2.13 mg/L(图4),氟含量与围岩性质相关,围岩为岩浆岩或含氟较高的变质岩和碎屑岩时,地下热水中氟含量较高;围岩为碳酸盐岩时,氟含量较低,是因为 Ca^{2+} 对F的的化学活性有抑制的效果(虞岚,2007)。根据《生活饮用水卫生标准》(GB 5749-2006),登埂温泉 YLS3-3 以及玛布温泉 YLS4-1 和 YLS4-2 中氟的

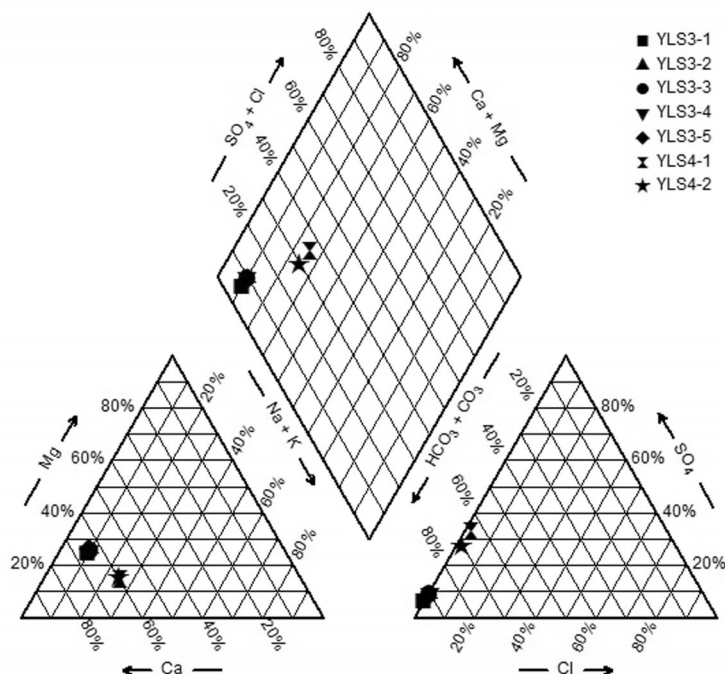


图3 研究区温泉水样Piper图

Fig. 3 Piper diagram showing the hot water samples in the study area

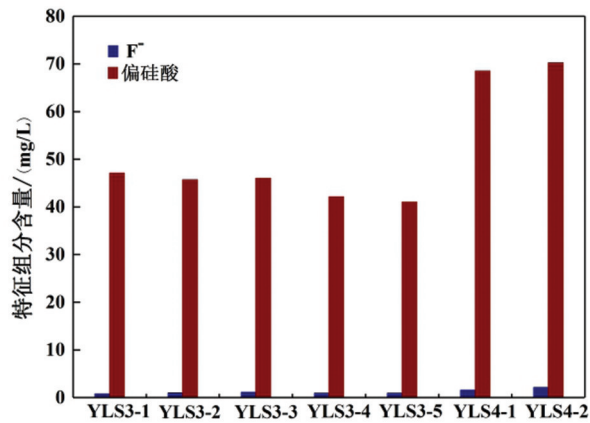


图4 研究区温泉特征组分含量图

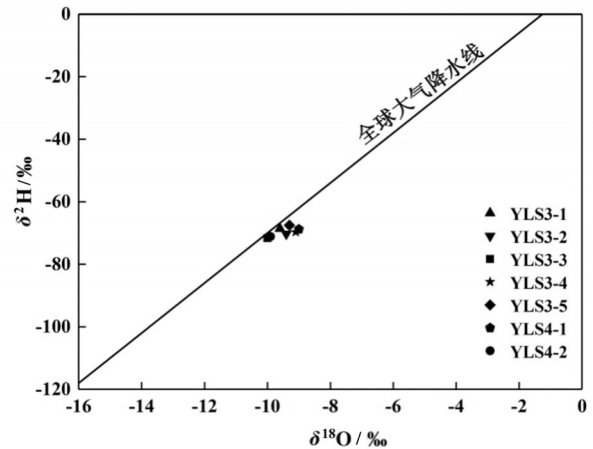
Fig. 4 Characteristic compositions of the hot springs in the study area

含量超过了国家饮用水水质标准(>1 mg/L), 不适宜饮用。玛布温泉 YLS4-2 氟的含量为 2.13 mg/L, 根据中国医疗热矿水水质标准, 达到理疗价值浓度 (>2 mg/L), 可以命名为氟水, 可以用于浴疗, 对于治疗皮肤病和风湿有较好的疗效。

研究区温泉偏硅酸含量为 $41.0\sim 70.2$ mg/L (图4), 根据《天然矿泉水资源地质勘察规范》(GB/T 13727—2016), 玛布温泉 YLS4-1 和 YLS4-2 的偏硅酸含量达到了硅酸水理疗天然矿泉水的标准 (>50 mg/L)。研究区热水循环于含有硅酸盐岩(钠长石、钾长石)的岩石中并且大面积接触发生溶滤作用, 此外研究温泉最低温度为 48.9°C , 造成偏硅酸在热水中的溶解度随温度上升而增大, 最终导致热水中含有大量的偏硅酸。

3.3 综合指标特征

研究区温泉的 TDS 在 $493\sim 782$ mg/L, 其中玛布温泉 YLS4-2 的 TDS 最高, 为 782 mg/L; 登埂温泉 YLS3-1 的 TDS 最低, 为 493 mg/L。研究区温泉 TDS 均小于 1000 mg/L, 为低矿化度水。温泉的 pH 为 $6.0\sim 6.7$, 为弱酸性水。温泉的 Eh 为 $49\sim 126$ mV, 说明温泉热水处于氧化环境中。研究区温泉的硬度在 $427.8\sim 524.9$ mg/L, 登埂温泉 YLS3-1 的硬度最小, 为 427.8 mg/L, 玛布温泉 YLS4-1 及 YLS4-2 的硬度最大, 为 524.9 mg/L, 按照硬度分类的范围, 登埂温泉 YLS3-1、YLS3-2 及 YLS3-5 温泉水为硬水, 其余温泉水为极硬水。

图5 研究区温泉的 $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$ 关系图Fig. 5 Plot of $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of the hot springs in the study area

4 同位素应用

地下水形成演化过程中, 会形成一般的物理化学踪迹, 以及大量的同位素踪迹, 这些踪迹是微观的, 记录着地下水的起源和历史进程。同位素水文地球化学研究的是地下水中溶解的同位素化学组分及这些组分在时间和空间上的演化规律。同位素可分为稳定同位素和放射性同位素(龙汨等, 2014)。稳定同位素化学性质比较稳定, 在地下水运移过程中不易受物理化学过程的影响, 且对于水岩相互作用、温度变化和各种来源水的混合作用十分敏感, 易被仪器检测到, 适于作标记或示踪剂。利用稳定同位素对地下水的标记作用, 可以获取地下水系统信息, 说明地下水的起源, 研究地下水的水质、水岩相互作用等(霍冬雪, 2019)。

4.1 补给来源

研究补给来源是地下热水循环研究中的一个重要环节, 对地下热水资源的评价和开发利用有一定的指导意义。地下水中 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的含量和分布特征可以用来分析地下水的起源。

Craig (1961) 发现大气降水中的氢、氧同位素组成之间存在线性相关关系, 在 1961 年提出了全球大气降水线方程:

$$\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10 \quad (1)$$

式(1)又称 Craig 方程, $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$ 关系图上的直线称为全球大气降水线, 水样的 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 数据点

在 $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ 关系图上的不同位置,反映水样不同的来源或形成。

绘制研究区温泉水样的 $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ 关系图(图5)。可以看出,温泉水样的 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 数据点略微偏离全球大气降水线,但整体都落在大气降水线附近,表明研究区温泉的补给来源为大气降水。 ^{18}O 漂移度很小,只有水样YLS3-2、YLS3-4和YLS4-1存在轻微的 ^{18}O 漂移,研究区温泉出露温度在48.9~69.6℃,高于60℃的泉眼仅有YLS4-1和YLS4-2,说明研究区温泉水与围岩之间的同位素交换并不强烈,只是轻微的反应,所以没有发生明显的 ^{18}O 漂移现象。温泉热储温度不高,属于中低温地下热水系统。

4.2 补给高程

研究区地下热水补给来源是大气降水,在大陆上,大气降水中的 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 具有高程效应, $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 含量随着地形高度的增高而降低,不同地区高程效应差别很大,一般来说,高程每增高100 m, $\delta^2\text{H}$ 减少-1‰~-4‰, $\delta^{18}\text{O}$ 减少-0.15‰~-0.5‰(王洁青等,2017)。可以利用地下水中 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的高程效应来估算研究区温泉的补给区高程。

方法1:中国大气降水中 $\delta^2\text{H}$ 值的高程效应公式(谭梦茹,2019):

$$\delta^2\text{H} = -0.03H - 27 \quad (2)$$

方法2:中国西部降水的 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值与高程的关系(Yu Jinsheng et al., 1984):

$$\delta^2\text{H} = -0.026H - 30.2, \delta^{18}\text{O} = -0.0031H - 6.2 \quad (3)$$

式中, H 为补给区高程(m)。

利用上述两种方法估算研究区温泉的补给高程,结果列于表2。根据计算结果,将3种方法进行

比较分析可以看出,方法2($\delta^{18}\text{O}$)计算的结果偏小,其他两种方法求得的数值比较相近,因为地下热水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 容易与围岩发生同位素交换,所以用 $\delta^{18}\text{O}$ 值计算的结果有偏差。为了降低因取样和测试产生的误差,采用平均值作为温泉的补给区高程,登埂温泉的补给高程为1330 m,玛布河温泉的补给高程为1336 m,这一结果与怒江西部的山区的高程比较接近。

4.3 补给区温度

补给区温度可由大气降水的 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值的温度效应来进行估算。当气温逐渐下降时,大气降水的 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值变得越来越小,与温度大体上存在正相关关系。有以下常用公式:

Yurtsever总结了北半球大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和平均温度的关系式(龙泪,2014):

$$\delta^{18}\text{O} = 0.521T - 14.96 \quad (4)$$

中国大气降水的 $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值与平均温度的关系式为(王洁清,2017):

$$\delta^{18}\text{O} = 0.176T - 10.39 \quad (5) \quad \delta^2\text{H} = 3T - 92 \quad (5)$$

式中, T 为月平均温度(℃)。

根据上述公式,估算出补给区温度列于表2。3种方法计算得到的补给区温度相差不大。岩石中含氢矿物较少,且地下热水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 更容易与围岩发生同位素交换反映,同位素交换反应对地下热水中的 $\delta^2\text{H}$ 值影响不大,所以地下热水中的 $\delta^2\text{H}$ 值比 $\delta^{18}\text{O}$ 值更能反映地下热水的来源(谭梦茹,2018),根据 $\delta^2\text{H}$ 值得到的结果更可靠。登埂温泉补给区的月平均温度为7.73℃,玛布温泉补给区的月平均温度为7.76℃。这一结果比泸水地区年平均气温略

表2 研究区温泉的补给高程和补给区温度

Table 2 Estimated recharge altitude and temperature of the recharge area of the hot springs in the study area

水样编号	YLS3-1	YLS3-2	YLS3-3	YLS3-4	YLS3-5	YLS4-1	YLS4-2
海拔/m	820	820	820	830	830	820	820
$\delta^2\text{H}/\text{‰}$	-68.6	-70.3	-71.6	-69.7	-67.5	-68.8	-71.1
$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	-9.6	-9.4	-10	-9.1	-9.3	-9	-9.9
补给高程/m(方法1)	1387	1443	1487	1423	1350	1393	1470
补给高程/m(方法2)	1477	1542	1592	1519	1435	1485	1573
补给高程/m(方法2)	1097	1032	1226	935	1000	903	1194
补给高程平均值/m	1320	1339	1435	1293	1262	1260	1412
补给区温度/℃(式4)	10.29	10.67	9.52	11.25	10.86	11.44	9.71
补给区温度/℃(式5)	4.49	5.63	2.22	7.33	6.19	7.9	2.78
补给区温度/℃(式6)	7.8	7.23	6.8	7.43	8.17	7.73	6.97
平均温度/℃	7.53	7.84	6.18	8.67	8.41	9.02	6.49

低,推测是因为补给区的海拔一般较高引起的。

5 热水形成

5.1 热储温度

估算热储温度是地热资源调查与评价过程中一个重要的环节。野外观测到的出露地表的或用抽水泵抽出的水的温度并不能代表地下热储温度 T 。地下热水会在沿着断裂或破碎带上升过程中发生混合作用,而且自身也会与周围介质交换热量,造成一定的热量损失。可以采用地热温标法估算地下热储温度,其原理是在热水系统中,某些反应产物在溶解或沉淀反应里的平衡浓度只受反应温度的影响,利用地下热水中化学组分含量与反应温度的关系来估算地下热储温度。 SiO_2 矿物广泛存在,化学性质比较稳定。当热水温度下降时, SiO_2 沉淀的很慢,且其溶解度受其他离子和络合物影响很小。 SiO_2 地热温标法以含硅矿物在地下热水中的沉淀-溶解平衡理论为基础,利用地下热水中 SiO_2 溶解度与温度的关系计算热储温度,其溶解度随温度升高而变大。温度小于 300°C 时,压力和附加盐度几乎不会影响石英和无定型二氧化硅的溶解度,这一特点使得 SiO_2 可以作为地热温标(汪集旻等,1993)。以下使用石英 SiO_2 温标公式计算(Fournier,1977;Giggenbach,1988;王莹,2007):

(1) 石英温标-无蒸汽分离或混合作用

$$T(^{\circ}\text{C})=-42.198+0.28831\text{SiO}_2-3.6686\times 10^{-4}(\text{SiO}_2)^2+3.1665\times 10^{-7}\text{SiO}_2^3+77.0341\lg\text{SiO}_2 \quad (6)$$

(2) 石英温标-无蒸汽损失($0\sim 250^\circ\text{C}$)

$$T(^{\circ}\text{C})=1309/(5.19-\lg 1\text{SiO}_2)-273.15 \quad (7)$$

式中, SiO_2 浓度单位为 mg/L , T 为热储温度($^\circ\text{C}$)。

使用石英温标求得的热储温度要高于用方石英温标和玉髓温标计算的热储温度,由于研究区温泉的水温均低于 100°C ,无蒸气损失,所以石英温标-最大蒸气损失在 100°C ($0\sim 250^\circ\text{C}$)公式不适用。玉髓温标适用于估算低温热储的温度,且公式计算出的热储温度低于或接近温泉水温,显然不合理。另外研究区所在的位置海拔较高且热水循环比较深,用石英温标求得的结果比较符合实际情况。式(6)式(7)结果取平均值,得出登埂温泉的热储温度约为 $82\sim 88^\circ\text{C}$,玛布温泉的热储温度约为 $104\sim 106^\circ\text{C}$ 。

5.2 冷热水混合

研究区大气降水入渗补给地下水,地下水在经过深循环加热上升至地表的过程中,可能与浅部冷水发生混合,混合作用可能影响热水化学组分含量、温度以及地热流体的化学平衡状态,最终出露地表形成混合水成因的温泉。登埂温泉与玛布温泉紧挨怒江,很有可能在上升过程中混入浅层冷水。如果深部热水溶解的 SiO_2 已经达到饱和状态,冷热水混合作用会使深部热水的初焓以及 SiO_2 含量降低到泉水的终焓以及 SiO_2 含量,假设混入冷水的比例为 X ,地下热水的初焓和 SiO_2 初始含量与泉水的终焓和 SiO_2 含量的关系如(Liu Yaping et al., 2009): $S_cX+S_h(1-X)=S_s$, $\text{SiO}_{2c}X+\text{SiO}_{2h}(1-X)=\text{SiO}_{2s}$ (8)

式中: S_c 为近地表冷水的焓,其值取温泉所在地的平均气温; S_h 为深部热水的初焓; S_s 为泉水的终焓; SiO_{2c} 为近地表冷水的 SiO_2 含量,此处取 10 mg/L ; SiO_{2s} 为泉水的 SiO_2 含量; SiO_{2h} 为深部热水 SiO_2 的初始含量,是 S_h 的函数。其中冷水的份额 X 和深部热水的初始焓 S_h 为未知数。

直接求解该方程比较复杂,可采用图解法求解。

$$X_1=(S_h-S_s)/(S_h-S_c) \quad (9)$$

$$X_2=(\text{SiO}_{2h}-\text{SiO}_{2s})/(\text{SiO}_{2h}-\text{SiO}_{2c}) \quad (10)$$

将不同温度对应的焓值和溶解焓量(王洁清,2017)及已知数据(表3)代入式(9)及(10),可求出一系列混入热水的冷水比例 X_1 和 X_2 值。分别绘制 X_1 、 X_2 的曲线,曲线的交点所对应的比例即为混入的冷水比例 X ,交点所对应的温度就是深部热水的初焓,即热储温度。

图6为研究区温泉水样对应的冷热水混合比例,表4为各水样冷水混入比例和对应热储温度。总体上,研究区所有温泉热水中都有60%以上的冷水混入,混合比例较大。可以看出由冷热水混合法计算出的热储温度要比 SiO_2 温标法高,是因为 SiO_2 温标法并没有考虑冷水混入的情况,计算得出的值可能偏低,因此将冷热水混合法和 SiO_2 温标法计算所得值的平均值作为研究区温泉的热储温度。

5.3 循环深度

地下热水按天然产出条件可分为出露型(温泉型)和埋藏型(盆地型),研究区地下热水属于温泉型,是由大气降水在补给山区入渗补给进入地下深

表 3 研究区温泉初始参数

Table 3 Initial values of parameters of the hot spring in the study area

水样编号	YLS3-1	YLS3-2	YLS3-3	YLS3-4	YLS3-5	YLS4-1	YLS4-2
年平均气温/°C	18	18	18	18	18	18	18
冷泉 SiO ₂ /(mg/L)	10	10	10	10	10	10	10
泉口温度/°C	51.7	55.4	55.1	57.3	48.9	68	69.6
实测 SiO ₂ /(mg/L)	36.2	35.1	35.4	32.4	31.5	52.7	54
热水初温假定/°C	50~300	50~300	50~300	50~300	50~300	50~300	50~300

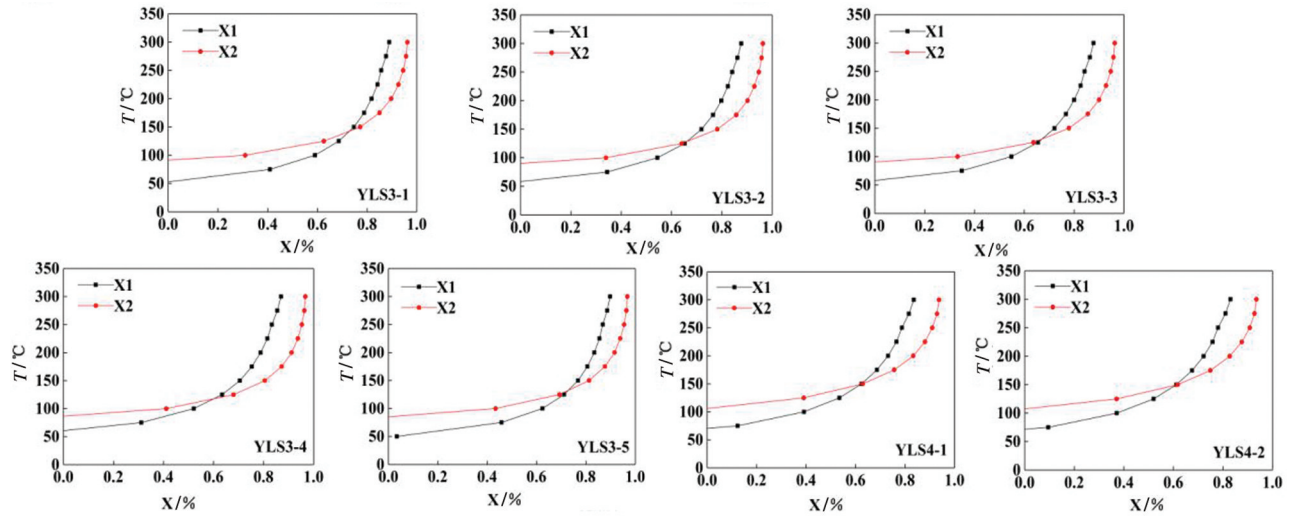


图 6 研究区温泉冷热水混合比例

X₁为各种假设热水初始温度下计算出的每一种焓值的混入比, X₂为各种假设热水初始温度下计算出的每一种 SiO₂浓度的混入比

Fig. 6 Mixing ratio of cold and hot water of the hot springs in the study area

X₁ is the mixing ratio of each enthalpy value calculated at various hypothetical initial hot water temperatures, X₂ is the mixing ratio of each SiO₂ concentration calculated at various hypothetical initial temperatures of hot water

处,经过大地热流加热,循环上升至地表出露而形成的。通常地下热水的循环深度比较深,随着深度增加,热水经过地热增温,温度逐渐升高,达到热储温度时的深度被称为热水的循环深度。如果热水温度是深循环后经过正常大地热流加热达到的,可根据当地地温梯度估算热水的循环深度,计算公式如下(李娟,2007;Zhou Xun et al.,2008):

$$Z=G(T_z-T_0)+Z_0 \tag{11}$$

式中:G为地热增温级(m/°C),取28.6 m/°C(禚传源,2009);T_z为地下热储温度(°C);T₀为补给区多年平均气温(°C),取18°C(禚传源,2009);Z₀为常温

带深度(m),取30 m(禚传源,2009)。热水循环深度的计算结果列于表5。

云南登埂温泉的循环深度为2375.2~2818.5 m,玛布温泉的循环深度为3147.4~3161.7 m。研究区温泉热储温度和循环深度都比较大,但是泉口水温不高,进一步验证了地下热水在循环上升至地表过程中存在与浅层地下水混合的现象。

6 温泉钙华形成的分析

研究区登埂温泉 YLS3-1、YLS3-3 和 YLS3-4 和玛布温泉 YLS4-1 有微弱新钙华沉积。本文通过

表 4 研究区温泉的冷热水混合比例及对应热储温度

Table 4 Mixing ratio of hot and cold water and temperature of the geothermal reservoirs of the hot springs in the study area

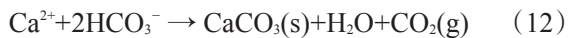
水样编号	YLS3-1	YLS3-2	YLS3-3	YLS3-4	YLS3-5	YLS4-1	YLS4-2
冷热水混合比例 X	73%	66%	67%	60%	73%	62%	61%
对应热储温度/°C	143	128	130	117	133	150	149
SiO ₂ 温标热储温度	88	86	87	83	82	104	106
热储温度平均值	115.5	107	108.5	100	107.5	127	127.5

表 5 研究区地下热水循环深度
Table 5 Estimated circulation depth of the thermal groundwater in the study area

水样编号	YLS3-1	YLS3-2	YLS3-3	YLS3-4	YLS3-5	YLS4-1	YLS4-2
G/(m/°C)	28.6	28.6	28.6	28.6	28.6	28.6	28.6
Tz/°C	115.5	107	108.5	100	107.5	127	127.5
T ₀ /°C	18	18	18	18	18	18	18
Z ₀ /°C	30	30	30	30	30	30	30
Z/m	2818.5	2575.4	2618.3	2375.2	2589.7	3147.4	3161.7

分析温泉的水化学特征,结合研究区的地质背景,分析研究区温泉沉积钙华的控制因素。

温泉沉积的钙华是含有一定量 Ca^{2+} 、 HCO_3^- 和游离 CO_2 的地下热水在出露地表后,由于压力降低,使 CO_2 气体逸出,导致碳酸钙达到过饱和状态,从水中析出形成的沉淀物,主要化学成分是 CaCO_3 ,主要矿物为方解石和文石(刘亚平,2009)。该沉积过程一般用以下反应式描述(王蒙蒙,2017):



不是所有的温泉都会形成钙华实际上大多数的温泉都不会沉积钙华。钙华的形成受水化学条件、水动力条件、生物效应以及沉积环境等因素的影响。能沉积钙华的温泉出露的地层不一,大部分温泉出露于碳酸盐岩地层,有的会出露在碎屑岩地层,很少出露在岩浆岩地层(郭小娟,2011)。本文主要讨论登埂温泉和玛布温泉钙华沉积的影响因素。

6.1 水化学条件

Ca^{2+} 与 HCO_3^- 浓度对温泉钙华形成有较大的影响,高浓度的 Ca^{2+} 、 HCO_3^- 有利于温泉沉积钙华(Fouke et al., 2000; Veysey et al., 2008)。王蒙蒙总结对比了云南西北部地区部分温泉 Ca^{2+} 与 HCO_3^- 的摩尔浓度,发现有钙华沉积的温泉的 Ca^{2+} 与 HCO_3^- 含量总体上高出无钙华沉积的温泉,且 HCO_3^- 含量差别较大(王蒙蒙,2017)。研究区温泉出露于碳酸盐岩地层中,温泉水化学类型分别是 $\text{HCO}_3^- \cdot \text{Ca}-\text{Mg}$ 和 $\text{HCO}_3^- \cdot \text{Ca}-\text{Na}$ 型,泉水中 Ca^{2+} 与 HCO_3^- 所占阴、阳离子的毫克当量浓度百分比较高, Ca^{2+} 占阳离子百分数达到 60% 以上, HCO_3^- 占阴离子百分数高于 82%,沉积钙华的温泉水中 Ca^{2+} 与 HCO_3^- 含量较高, Ca^{2+} 含量在 125~169 mg/L, HCO_3^- 含量在 578~737 mg/L,为温泉沉积钙华提供了必要的物质基础。

此外矿物饱和指数对于矿物的沉积、溶解有着重要的指示意义,方解石饱和指数在一定程度上可以指示温泉钙华的沉积(Dilsiz, 2006),其计算公式

(郑玉慧,2015):

$$SIc = \log[(\text{Ca}^{2+})(\text{CO}_3^{2-})/Kc] \quad (13)$$

式中: Kc 为在一定温度下离子处于热动力平衡时在水中的活度积。

当 $SIc > 0$ 时,表示方解石处于饱和状态, CaCO_3 有从水中沉淀出来的趋势,沉积钙华; $SIc < 0$ 时,表示方解石处于未饱和状态,钙华体将会溶解; $SIc = 0$ 时,表示方解石处于均衡状态,水溶液与 CaCO_3 处于溶解平衡状态。

利用 Phreeqc 软件对温泉水溶液中主要离子成分活度积和方解石、文石、白云石、硬石膏、石膏等 13 种矿物的饱和度进行计算,计算结果见表 6,可以看出沉积钙华的温泉中方解石、文石、白云石这三种矿物都处于饱和状态,且方解石与文石饱和指数相近,这也是温泉沉积钙华的一个重要影响因素。

CO_2 作为水化学条件中比较敏感的因素之一,对 CaCO_3 的沉积有非常重要的控制作用(Kele et al., 2008; Acikel et al., 2016)。研究区沉积钙华的温泉水中 CO_2 含量较高,在 30.51~75.24 mg/L, $p\text{CO}_2$ 值变化范围在 0.14~0.57 atm,远远高于大气中 $p\text{CO}_2$ 值 ($p\text{CO}_2 = 0.0003$ atm),当温泉上涌出露地表时, CO_2 迅速向大气中释放,促使 CaCO_3 逐渐过饱和,而形成钙华。

6.2 水动力条件

水动力条件对温泉钙华的形成也有非常重要的影响作用。水动力条件主要影响 CO_2 的逸出速度,以此控制 CaCO_3 的沉积速率,它是沉积钙华的充分条件(刘海生,2019)。在水流速度快、水层厚度薄、水呈紊流和飞溅状态时,比如在钙华瀑布、钙华斜坡等水流速度较快的地带,有利于 CO_2 逸出,加快 CaCO_3 的沉积速率。当泉水具有相同的水化学条件,但水动力条件不同时,导致 CaCO_3 的沉积速率可能不同(章典,1983; Dreybrodt et al., 1991; 程星,1994)。泉水达到一定的水化学状态,满足一定的

表 6 研究区温泉矿物饱和指数

Table 6 Mineral saturation index of the hot springs in the study area

水样编号	YLS3-1	YLS3-2	YLS3-3	YLS3-4	YLS3-5	YLS4-1	YLS4-2
硬石膏	-2.13	-2.06	-2.02	-2	-2.15	-1.21	-1.2
方解石	0.53	0.57	0.61	0.64	0.49	0.9	0.91
文石	0.66	0.7	0.74	0.76	0.62	1.01	1.03
玉髓	-0.07	-0.12	-0.11	-0.17	-0.1	-0.06	-0.06
温石棉	-3.38	-2.95	-2.94	-2.79	-3.71	-1.87	-1.7
白云石	1.19	1.3	1.37	1.41	1.14	1.66	1.68
萤石	-1.34	-1.21	-1.06	-1.25	-1.2	-0.79	-0.53
石膏	-2.1	-2.07	-2.02	-2.03	-2.09	-1.33	-1.35
盐岩	-9.2	-9.11	-9.11	-9.12	-9.1	-7.98	-7.95
石英	0.29	0.23	0.23	0.17	0.26	0.26	0.25
海泡石	-3.49	-3.4	-3.37	-3.44	-3.67	-2.96	-2.89
海泡石(d)	-7.03	-7.03	-6.99	-7.11	-7.15	-6.85	-6.82
二氧化硅	-0.82	-0.86	-0.86	-0.91	-0.86	-0.77	-0.77
云母	0.5	0.87	0.89	0.94	0.08	2.19	2.37

水动力条件, CaCO_3 才有可能发生沉淀或沉淀速率加快(刘亚平, 2009)。刘再华等(2004)通过野外观察云南白水台景区的钙华, 结合室内水化学分析资料, 发现在水流湍急、速度较快的梯田密集区, Ca^{2+} 、 HCO_3^- 含量降低较快, CaCO_3 沉积速率更快。刘再华等(2003)发现在四川黄龙沟边石坝处的 CaCO_3 沉积速率高出进水池内 1~4 倍, 显示了水动力条件对钙华沉积速率的控制。研究区温泉水化学条件差异很小, 但登埂温泉泉眼 YLS3-2 处未生成钙华, 原因之一是因为出露地水流平缓, 水动力条件不足; 而泉眼 YLS3-3 泉水顺陡壁往下流动, 水流较快, CO_2 逸出速度快, 水动力条件充足, 因此在陡壁上生长钙华。玛布温泉泉眼 YLS4-1 处钙华的形成也是因为有利的地形及水动力条件, 加快 CO_2 逸出导致 CaCO_3 的沉积; 而在水流相对平缓的地带, 如泉眼 YLS4-2 未发现钙华现象。

6.3 生物效应

生物作用在钙华形成过程中有一定的影响, 对钙华沉积起着促进作用。特别是在水流缓慢的情况下, 植物的光合作用会消耗 CO_2 , 使水溶液的 pH 值和 HCO_3^- 含量增高, 导致水中的 CaCO_3 过饱和, 促进钙华的形成(辜寄蓉等, 2007)。Prime-Habdija et al. (2001) 总结研究了 CaCO_3 沉积速率与固着生物的成长速率, 发现二者之间存在正相关关系, 表明生物对 CaCO_3 沉积有促进作用。另外植物可以扰动、分散水流, 改变水动力条件加快 CO_2 的排放, 促使钙华沉积; 而且植物根系可以为钙华沉积提供生物构架, 有利于钙华的沉积。广

西博白温罗温泉的一部分钙华围绕植物错落的根系沉积, 是以生物构架为特点的沉积模式(杨妍妍, 2006)。登埂温泉 YLS3-3 沉积钙华处生长有大量的绿色苔藓, 苔藓的存在对钙华形成起到辅助作用, 有利于 CaCO_3 的沉淀。

6.4 沉积环境

沉积环境主要通过控制水化学条件、水动力条件以及生物因素来影响钙华的形成, 主要包括地层岩性、地质构造和温度、光照轻度以及降雨量等(Pedley et al., 1996; Pentecost et al., 2000; 郭云等, 2007)。戴亚南等(2003)通过对贵州小七孔景区响水河的钙化进行野外监测以及水化学分析, 发现在白天温度较高的时候, 钙华沉积更多。研究区温泉出露于碳酸盐岩地层, 提供了含量丰富的 Ca^{2+} 与 HCO_3^- , 是形成钙华的物质基础。温度对钙华的沉积速率有很大的影响, CaCO_3 和 CO_2 的溶解度随温度升高而降低, 研究区温泉水温在 48.9~69.6℃, 有利于水分蒸发和加快 CO_2 逸出, 促使 CaCO_3 过饱和而沉淀。另外方解石、文石的饱和度与温度呈正相关关系, 较高的水温会降低方解石、文石在水中的溶解度, 促进 CaCO_3 沉淀形成钙华(郑玉慧, 2015)。

7 温泉形成模式

泸水市登埂温泉与玛布温泉属于腾冲—潞西温泉区的泸水—六库温泉带。根据岩石圈低温分布特征, 该地区属于高温型的腾冲地块, 各结构层地温梯度、莫霍面温度(1140℃)以及地壳上地幔特

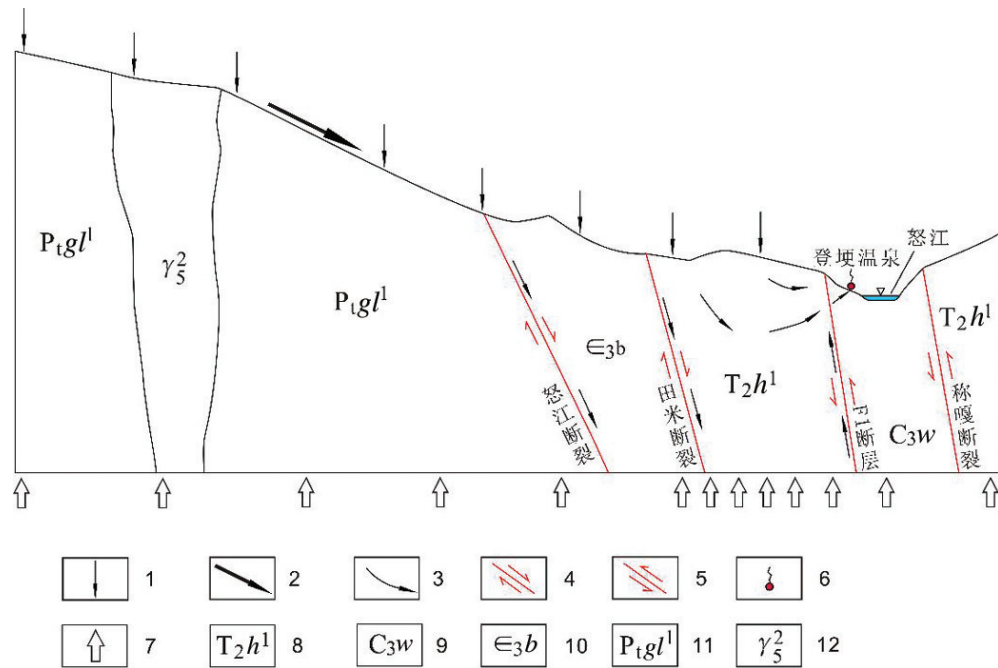


图7 登埂温泉成因模式示意剖面图(热储以灰岩为主)

1—大气降水入渗补给;2—地表径流方向;3—示意性地下水流方向;4—正断层;5—逆断层;6—温泉;7—大地热流;8—三叠系灰岩岩溶水;9—石炭系玄武岩隔水层;10—寒武系板岩隔水层;11—高黎贡山群花岗岩质混合岩裂隙水;12—燕山期花岗岩隔水层

Fig. 7 Schematic profiles showing the genesis of the Denggeng hot springs

1—Infiltration supply of atmospheric precipitation; 2—Direction of surface runoff; 3—Indicative direction of groundwater flow; 4—Normal fault; 5—Reverse fault; 6—Hot spring; 7—Terrestrial heat flow; 8—Limestone karst water of Triassic; 9—Basalt aquiclude of Carboniferous; 10—Slate aquiclude of Cambrian; 11—Fissure water of granitic migmatite of Gaoligongshan Group; 12—Granite aquiclude of Yanshanian period

定深度温度均为云南最高值(禚传源, 2009), 具有强烈的高热背景。研究区附近地壳浅部不存在年轻岩浆侵入岩体, 因此不存在岩浆热等附加热源。由此可以判断, 地幔热流以及上地壳中含放射性元素衰变产生的地壳热流构成研究区温泉地热系统的热源(禚传源, 2009)。

受怒江深大断裂带的影响, 研究区断裂构造发育, 主要有怒江断裂、称嘎断裂、田米断裂和F1断层。怒江断裂为区内主干断裂, 位于怒江西岸, 为西侧元古宇高黎贡山群变质岩与东部古生代沉积建造的分界, 控制着研究区的沉积建造及构造格局。田米断裂位于研究区怒江西岸, 为怒江断裂的分支断裂, 大体与怒江断裂平行分布。称嘎断裂位于研究区怒江东岸, 在研究区内形态变化和出露宽度较大, 破碎带宽度相对较小。F1断层延伸较长, 总体上呈近南北向展布, 在下游登埂河公路边坡上出露, 断裂带两侧岩石破碎、裂隙网络较发育。区内断裂发育, 既沟通了深部热源, 又为地下水深循环并吸收深部地下热流传导上来的热量, 以及向上运移至出露地

表提供了通道, 起到导热导水的作用。

登埂温泉与玛布温泉的成因模式大体上相同(图7)。地下水在怒江西部山区接受大气降水的入渗补给, 沿断裂带下渗到热储带中, 热储带中的热流体在较高温压驱动下通过断裂向上运移, 在深循环过程中与围岩发生溶解、溶滤作用, 登埂温泉形成了 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Ca-Mg}$ 型水, 玛布温泉形成了 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Ca-Na}$ 型水, 并含有少量的氟离子与偏硅酸。同时热水在上涌过程中不同程度的混入了浅层地表的冷水, 泉水温度降低并使组分产生混合, 后经过断裂流出地表形成温泉, 是渗入-深循环型上升泉(刘承志, 1966)。登埂温泉与玛布温泉虽然相距不远, 却是相对独立的两个地下热水系统。

8 结 论

登埂温泉和玛布温泉位于云南省泸水市, 出露于怒江西岸岸边灰岩中, 流量分别为0.4~10 L/s和0.1~1 L/s, 水温分别为48.9~57.3℃和68~69.6℃, 均属于中低温热水; TDS分别为493~528 mg/L和773~

782 mg/L,均为低矿化度水;pH分别为6.3~6.7和6.0~6.1,均属于弱酸性水。

研究区温泉的主要阳离子为 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Na^{+} 与 K^{+} ,主要阴离子为 HCO_3^{-} 、 SO_4^{2-} 与 Cl^{-} ,次要离子有 NO_3^{-} 、 $\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}$;偏硅酸浓度为41.0~70.2 mg/L; F^{-} 为0.78~2.13 mg/L,超过饮用矿泉水标准,不宜饮用;登埂温泉的水化学类型为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Ca}-\text{Mg}$ 型,玛布温泉的水化学类型为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Ca}-\text{Na}$ 型。

分析泉水中的 δH 和 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素特征得知,温泉补给来源为大气降水,补给高程为1260~1435 m,补给区温度为6.18~9.02 $^{\circ}\text{C}$;利用 SiO_2 温标估算研究区温泉的热储温度为100~127.5 $^{\circ}\text{C}$,地下热水循环深度约2375.2~3161.7 m。利用硅焓方程得出研究区所有温泉热水中都有60%以上的冷水混入,混合比例较大。

研究区温泉出露于碳酸盐岩地层, Ca^{2+} 与 HCO_3^{-} 含量丰富, Ca^{2+} 含量在124~169 mg/L, HCO_3^{-} 含量在578~737 mg/L; Ca^{2+} 与 HCO_3^{-} 所占阴、阳离子的毫克当量浓度百分比比较高,分别达到60%、82%以上;水中方解石、文石矿物都处于饱和状态;水中 CO_2 含量较高且 $p\text{CO}_2$ 远高于大气中 $p\text{CO}_2$;泉水温度在48.9~69.6 $^{\circ}\text{C}$,以上条件有利于 CO_2 从水中逸出,加快 CaCO_3 的沉积速率,导致登埂温泉泉眼YLS3-1、YLS3-3及YLS3-4和玛布温泉泉眼YLS4-1沉积钙华。其余温泉泉眼虽然水化学条件合适,但水动力环境不利于沉积钙华。

登埂温泉及玛布温泉是在高热流区域热背景下,地下水在怒江西部山区补给区获得大气降水补给后沿着断裂向地下深处入渗的过程中,经历深循环获得大地热流加热后又沿着导水通道在怒江河谷低处岸边流出地表形成的,是入渗-深循环型上升的中低温温泉。

References

- Acikel S, Ekmekci M. 2016. Hydrochemical characterization of Pamukkale travertines, Denizli, Turkey, for remediative measures[J]. *Environmental Earth Sciences*, 75(22): 1456.
- Cheng Xing. 1994. Discussion on thin-water effect [J]. *Carsologica Sinica*, 13(3): 207-213(in Chinese with English abstract).
- Craig H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters[J]. *Science*, 133: 1702-1703.
- Craig H. 1961. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural water[J]. *Science*, 133: 1833-1834.
- Dai Yanan, Liu Zaihua. 2003. Hydrochemical features and carbon

- isotopes in a calcite-precipitating river in Xiaoqikong, Guizhou [J]. *Tropical Geography*, 23(4): 324-328(in Chinese with English abstract).
- Dreybrodt W, Buhmann D. 1991. A mass transfer model for dissolution and precipitation of calcite from solutions in turbulent motion[J]. *Chemical Geology*, 90(1/2): 107-122.
- Dilsiz C. 2006. Conceptual hydrodynamic model of the Pamukkale hydrothermal field, southwestern Turkey, based on hydrochemical and isotopic data[J]. *Hydrogeology Journal*, 14(4): 562-572.
- Fouke B W, Farmer J D, Des Marais D J, Lisa Pratt, Neil C Sturchio, Peter C Burns, Mykell K Discipulo. 2000. Depositional facies and aqueous-solid geochemistry of travertine-depositing hot springs (Angel Terrace, Mammoth hot springs, Yellowstone National Park, U.S.A.)[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 70(3): 565-585.
- Fournier R O. 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems[J]. *Geothermics*, 5(1/4): 41-50.
- Giggenbach W F. 1988. Geothermal solute equilibrium, derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(12): 2749-2765.
- Guo Xiaojuan. 2011. Hydrochemical Control Factors of Travertine Precipitation and Simulation of Travertine Formation of the Wang 4 Well in Tianjin[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing) (in Chinese with English abstract).
- Guo Zhongjie, Wang Jinguo, Chen Zhou, Shi Jiahui, Zhang Wenzhang. 2015. Discussion on the formation mechanism of Wenshui Longtan hot spring in Xishan, Heqing, Yunnan Province[J]. *Geotechnical Investigation & Surveying*, 43(5): 43-48(in Chinese with English abstract).
- Guo Yun, Zhi Chongyuan, Zhao Yuzhong, Ding Lei. 2007. Biological functions of the travertine sedimentation by diatoms and significance[J]. *Shanghai Geology*, 28(1): 21-24(in Chinese with English abstract).
- Gu Jirong, Fan Xiao, Fan Lixue. 2007. Analysis on influencing factors of travertine landscape in Huanglong[J]. *Journal of Anhui Agricultural Sciences*, 35(32): 10319-10322(in Chinese with English abstract).
- Huo Dongxue, Zhou Xun, Liu Haisheng, Yu Mingxiao, Zhang Yuqi. 2019. Characteristics and Formation of the Wangjiazhuang Alkaline Hot Spring in Xiangyun County of Yunnan[J]. *Geoscience*, 33(6): 680-690(in Chinese with English abstract).
- He Jing, Li Bo. 2005. Major causes of landslides in Lushui County Nujiang autonomous prefecture[J]. *Journal of Kunming University of Science and Technology (Science and Technology)*, 30(4): 1-4 (in Chinese with English abstract).
- Kele S, Demény A, Siklósy Z, Tibor Németh, Magdolna B Kovács. 2008. Chemical and stable isotope composition of recent hot-water travertines and associated thermal waters, from Egerszalók, Hungary: Depositional facies and non-equilibrium fractionation[J]. *Sedimentary Geology*, 211(3): 53-72.

- Li Tiesong. 2005. Sedimentary process and water chemistry property of contemporaneity sinter in Baishuitai[J]. Journal of China West Normal University (Natural Sciences), 26(4): 350–353(in Chinese with English abstract).
- Liu Haisheng, Zhou Xun, Zhang Yuqi, Hai Kuo, Yu Mingxiao, Tan Mengru, Shang Ziqi. 2020. A brief review of the factors affecting deposition of travertines from hot springs [J]. Carsologica Sinica, 39(1): 11–16.
- Long Mi, Zhou Xun, Li Ting, Wang Xiaocui, Tang Liwei, Chen Ting, Guo Shuai. 2014. Characteristics and formation of the Songshan hot spring in Yanqing County of Beijing[J]. Geoscience, 28(5): 1053–1060(in Chinese with English abstract).
- Liu Chengzhi. 1966. The distribution of hot springs in Yunnan and their relationship with structural geology[J]. Geological Review, 24(3): 211–220(in Chinese with English abstract).
- Liu Zaihua, Yuan Daoxian, He Shiyi, Cao Jianhua, You Shengyi. 2003. Origin and forming mechanisms of travertine at Huanglong Ravine of Sichuan[J]. Geochemica, 32(1): 1–10(in Chinese with English abstract).
- Liu Zaihua, Zhang Meiliang, You Shengyi, Li Qiang, Sun Hailong, Wang Jinlaing, Wu Kongyun. 2004. Spatial and diurnal variations of geochemical indicators in a calcite–precipitating stream–Case study of Baishuitai, Yunnan[J]. Geochimica, 33(3): 269–278(in Chinese with English abstract).
- Liu Yaping. 2009. A Preliminary of Analysis of the Formation of the Jifei Thermal Spring and Travertine, Yunan, China[D]. Beijing: China University of Geosciences(Beijing)(in Chinese with English abstract).
- Li Juan, Zhou Xun, Fang Bin, Yang Yanxiong. 2007. Formation of hot springs at Wenquanpu, Qinhuangdao City, Hebei, China, and suggestions of their exploitation and utilization[J]. Geological Bulletin of China, 26(3): 344–349(in Chinese with English abstract).
- Mohammadi Z, Bagheri R, Jahanshahi R. 2010. Hydrogeochemistry and geothermometry of Chagal thermal springs, Zagros region, Iran[J]. Geothermics, 39(3): 242–249.
- Pentecost A. 1994. The quaternary travertine deposits of Europe and Asia Minor[J]. Quaternary Science Reviews, 14: 1005–1028.
- Pedley M, Andrews J, Ordonez S, Maria Angela Garcia del Cura, Juan-Antonio Gonzales Martin, David Taylor. 1996. Does climate control the morphological fabric of freshwater carbonates? A comparative study of Holocene barrage tufas from Spain and Britain[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 121(3/4): 239–257.
- Pentecost A, Zhang Z H. 2000. New and noteworthy list of bryophytes from active travertine sites of Guizhou and Sichuan, S.W. China[J]. Journal of Bryology, 22(1): 66–68.
- Primc–Habdija B, Habdija I, An P M. 2001. Tufa deposition and periphyton overgrowth as factors affecting the ciliate community on travertine barriers in different current velocity conditions[J]. Hydrobiologia, 457(1/3): 87–96.
- Qu Lili, Xu Shiguang, Yang Xiumei, Xi Chuanyuan. 2011. Chemistry characteristics and formation analysis of hot spring on Yuejinggiao of Lu River [J]. Science Technology and Engineering, 11(20): 4723–4729(in Chinese with English abstract).
- Tan Mengru, Zhou Xun, Zhang Yuqi. 2019. Hydrochemical and isotopic and formation of the Menggajie hot spring Menghai County in Yunnan[J]. Science, 46(3): 170–181(in Chinese with English abstract).
- Tan Mengru. 2018. A Study of the Hydrochemical and Isotopic Characteristics and Geneses of Some of the Hot Springs in the Xishuangbanna Aree of Yunnan[D]. Beijing: China University of geosciences(Beijing)(in Chinese with English abstract).
- Veysey J, Fouke B W, Kandianis M T, Thomas J Schickel, Roy W Johnson, Nigel Goldenfeld. 2008. Reconstruction of water temperature, pH, and flux of ancient hot springs from travertine depositional facies[J]. Journal of Sedimentary Research, 78(1–2): 69–76.
- Wang Mengmeng. 2017. Characteristics of Some Hot Springs and Salt Springs and Formation of Travertines in Northwestern Yunnan[D]. Beijing: China University of Geosciences(Beijing)(in Chinese with English abstract).
- Wang Ying, Zhou Xun, Yu Yuan, Liu Chunhui, Zhou Haiyan. 2007. Application of geothermometers to calculation of temperature of geothermal reservoirs[J]. Geoscience, 21(4): 605–612(in Chinese with English abstract).
- Wang Jieqing, Zhou Xun, Li Xiaolu, Wang Mengmeng, Shen Ye, Fang Bin. 2017. Hydrochemistry and formation of the Yangchimi hot spring in the lanping Basin of Yunnan[J]. Geoscience, 31(4): 174–183(in Chinese with English abstract).
- White Paul A, Hunt Trevor M. 2005. Simple modeling of the effects of exploitation on hot springs, Geyser Valley, Wairakei, New Zealand[J]. Geothermics, 34(2): 187–207.
- Wang Jiyang, Xiong Liangping, Pang Zhonghe. 1993. Low Medium Temperature Geothermal System of Convective Type[M]. Beijing: Science Press, 55–56(in Chinese).
- Yu Jinsheng, Zhang Hongbin, Yu Fuji, Liu Deping. 1984. Oxygen and hydrogen isotopic compositions of meteoric waters in the eastern part of Xizang[J]. Geochemistry, 3(2): 93–101.
- Yu Lan. 2007. A Study of the Occurrence and Origin of Fluoride in Thermal Groundwater in Some Areas of China[D]. Beijing: China University of Geosciences(Beijing), (in Chinese with English abstract).
- Yang Yanyan. 2006. A Study of the Formation and Evolution of the Wenluo Hot Spring and Precipitation Mechanism for the Nearby Tufa in Bobai, Guangxi[D]. Beijing: China University of Geosciences(Beijing), (in Chinese with English abstract).
- Yin Yulong. 2018. The assessment of geothermal resources potential of

- China[J]. Science and Technology & Innovation, (5): 57–58(in Chinese with English abstract).
- Yu Yongtin, Li Xia, Guo Shuan. 2008. Geo-chemical characteristic and reasoning analysis of hot spring water in Longling area in Yunnan Province[J]. Guangdong Trace Elements Science, 15(2): 39–46(in Chinese with English abstract).
- Zhang Dian. 1983. Conditions of groundwater movement for calcium carbonate deposition in cave system[J]. Carsologica Sinica, 2(1): 33–41(in Chinese with English abstract).
- Zheng Yuhui. 2015. Characteristics of the Tianshengqiao and Xiagei Hot Springs in Shangrila County of Yunan and Analysis of the Formation of the Travertine[D]. Beijing: China University of Geosciences(Beijing), (in Chinese with English abstract).
- Zhou Xun, Li Juan, Zhou Haiyan, Fang Bin, Yu LanLi, Shi jun. 2008. Increase in thermal groundwater due to a flowing well near the Songshan hot spring in Beijing, China[J]. Environmental Geology, 53: 1405–1411.
- Zhuo Chuanyuan. 2009. An Analysis of the Origin Mechanism of Hot Spring on Yuejinqiao of Lu River and a Study on the Alternative Scheme of Its Restoration[D]. Beijing: Kunming University of Science and Technology (in Chinese with English abstract).
- Zhang Yuqi, Zhou Xun, Liu Haisheng, Tan Mengru, Hai Kuo, Yu Mingxiao, Huo Dongxue. 2018. Hydrogeological characteristics of the hot springs and salty springs occurring in the redbeds in the Lanping–Simao Basin of Yunnan[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 45(3): 40–48(in Chinese with English abstract).
- Zou Pengfei, Qiu Yang, Wang Caihui. 2015. Analyses of the genesis of Tangshan Hot Spring Area in Nanjing[J]. Geological Journal of China Universities, 21(1): 155–162(in Chinese with English abstract).
- 附中文参考文献**
- 戴亚南, 刘再华. 2003. 响水河钙华形成的水化学特征与碳稳定同位素研究[J]. 热带地理, 23(4): 324–328.
- 屈丽丽, 徐世光, 杨秀梅, 嵇传源. 2011. 怒江跃进桥温泉水化学特征及成因分析[J]. 科学技术与工程, 11(20): 4723–4729.
- 郭忠杰, 王锦国, 陈舟, 施佳会, 张文章. 2015. 云南省鹤庆西山温水龙潭温泉成因机制探讨[J]. 工程勘察, 43(5): 43–48.
- 郭云, 支崇远, 赵宇中, 丁蕾. 2007. 硅藻对地表石灰华沉积的生物作用及其意义[J]. 上海地质, 28(1): 21–24.
- 郭小娟. 2011. 钙华沉积的水化学控制因素分析及天津王四井钙华形成的模拟研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京).
- 贺敬, 李波. 2005. 怒江州泸水县滑坡的主要诱发因素分析[J]. 昆明理工大学学报(理工版), 30(4): 1–4.
- 霍冬雪, 周训, 刘海生, 余鸣潇, 张彧齐. 2019. 云南祥云县王家庄碱性温泉水化学特征与成因分析[J]. 现代地质, 33(6): 680–690.
- 刘再华, 张美良, 游省易, 李强, 孙海龙, 汪进良, 吴孔运. 2004. 碳酸钙沉积溪流中地球化学指标的空间分布和日变化特征: 以云南白水台为例[J]. 地球化学, 33(3): 269–278.
- 刘再华, 袁道先, 何师意, 曹建华, 游省易, W Dreybrodt, U Svensson, K Yo. 2003. 四川黄龙沟景区钙华的起源和形成机理研究[J]. 地球化学, 32(1): 1–10.
- 李娟, 周训, 方斌, 杨燕雄. 2007. 河北秦皇岛市温泉堡温泉的形成与开发利用建议[J]. 地质通报, 26(3): 344–349.
- 刘亚平. 2009. 云南省昌宁县鸡飞温泉成因及钙华形成浅析[D]. 北京: 中国地质大学(北京).
- 李铁松. 2005. 白水台钙华区水化学特征及泉华沉积过程研究[J]. 西北师范大学学报(自然科学版), 26(4): 350–353.
- 龙汨, 周训, 李婷, 王晓翠, 唐丽伟, 陈婷, 郭帅. 2014. 北京延庆县松山温泉的特征与成因[J]. 现代地质, 28(5): 1053–1060.
- 刘海生, 周训, 张彧齐, 海阔, 余鸣潇, 谭梦如, 尚子琦. 2020. 温泉钙华沉积的影响因素[J]. 中国岩溶, 39(1): 11–16.
- 刘承志. 1966. 云南温泉之分布规律及其与构造地质关系[J]. 地质评论, 24(3): 211–220.
- 谭梦茹. 2018. 云南西双版纳地区部分温泉水化学和同位素特征及成因研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京).
- 谭梦茹, 周训, 张彧齐. 2019. 云南勐海县勐阿街温泉水化学和同位素特征及成因研究[J]. 水文地质工程地质, 46(3): 170–181.
- 王洁青, 周训, 李晓露, 王蒙蒙, 沈晔, 方斌. 2017. 云南兰坪盆地羊吃蜜温泉水化学特征与成因分析[J]. 现代地质, 31(4): 174–183.
- 汪集暘, 熊亮萍, 庞忠和. 1993. 中低温对流型地热系统[M]. 北京: 科学出版社, 55–56.
- 王莹, 周训, 于溪, 柳春晖, 周海燕. 2007. 应用地热温标估算地下热储温度[J]. 现代地质, 21(4): 605–612.
- 王蒙蒙. 2017. 云南西北地区部分温泉和盐泉特征及成因分析[D]. 北京: 中国地质大学(北京).
- 辜寄蓉, 范晓, 范立学. 2007. 黄龙钙华景观影响因素分析[J]. 安徽农业科学, 35(32): 10319–10322.
- 尹玉龙. 2018. 中国地热资源及其潜力评估[J]. 科技与创新, (5): 57–58.
- 于永亭, 李晓, 郭爽. 2008. 云南省龙陵地区温泉水化学特征及其成因分析[J]. 广东微量元素科学, 15(2): 39–46.
- 杨妍妍. 2006. 广西博白温罗温泉形成演化与钙华沉积机制研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京).
- 虞岚. 2007. 我国部分地下热水中氟的分布与成因探讨[D]. 北京: 中国地质大学(北京).
- 郑玉慧. 2015. 云南省香格里拉县天生桥温泉和下给温泉特征及钙华形成分析[D]. 北京: 中国地质大学(北京).
- 程星. 1994. 薄水效应初论[J]. 中国岩溶, 13(3): 207–213.
- 章典. 1983. 洞穴碳酸钙沉积的水运动条件[J]. 中国岩溶, 2(1): 33–41.
- 邹鹏飞, 邱杨, 王彩会. 2015. 南京汤山温泉区地热水成因模式分析[J]. 高校地质学报, 21(1): 155–162.
- 张彧齐, 周训, 刘海生, 谭梦如, 海阔, 余鸣潇, 霍冬雪. 2018. 云南兰坪-思茅盆地红层中温泉和盐泉的水文地质特征[J]. 水文地质工程地质, 45(3): 40–48.
- 嵇传源. 2009. 怒江跃进桥地区温泉成因机制分析与跃进桥温泉恢复替代方案研究[D]. 昆明: 昆明理工大学.