

云南弥渡县温泉形成机制及成因模式探讨 ——以高芹温泉为例

王德君, 张金学, 刘晓进

云南省有色地质局三一〇队, 云南 大理

收稿日期: 2023年6月29日; 录用日期: 2023年8月8日; 发布日期: 2023年8月18日

摘要

弥渡县位于红河断裂和程海断裂交汇地带, 周围有多个断裂带交汇, 是欧亚板块和印度板块碰撞的结合部位, 板块活动及新构造运动强烈, 蕴藏着丰富的地热资源。本文以弥渡县弥城镇温泉为研究对象, 依托《弥渡县地热资源专项调查项目》, 从温泉背景条件、分布赋存规律、地下水化学特征和形成机制着手, 初步探讨其地热系统成因模式, 为该区地热分析研究、地热开发和利用提供一定的启示。

关键词

弥渡县高芹温泉, 地热, 带状热储, 成因模式

Discussion on the Formation Mechanism and Cause Mode of Hot Spring in Midu County, Yunnan Province

—Taking Gaoqin Hot Spring as an Example

Dejun Wang, Jinxue Zhang, Xiaojin Liu

Team 310, Yunnan Nonferrous Metals Geology Bureau, Dali Yunnan

Received: Jun. 29th, 2023; accepted: Aug. 8th, 2023; published: Aug. 18th, 2023

Abstract

Midu County is located at the intersection of Honghe fault and Chenghai fault, surrounded by the intersection of multiple fault zones, which is the combination of the collision between the Eurasian plate and the Indian plate, plate activity and neotectonic movement are strong, which is rich in

geothermal resources. In this paper to crossing county town hot springs as the research object, relying on the special crossing county geothermal resources investigation project, from the hot spring background conditions, distribution occurrence rule, groundwater chemical characteristics and formation mechanism, preliminary explore the geothermal system origin mode, for the geothermal analysis, geothermal development and utilization to provide certain enlightenment.

Keywords

Gaoqin Hot Spring in Midu County, Geothermal Energy, Belt Heat Storage, Genetic Mode

Copyright © 2023 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 区域地质背景

1.1. 构造

据资料显示, 研究区位于两大 I 级构造体系分界线上, 以金沙江 - 红河 - 哀牢山断裂为分界线, 西为兰坪 - 思茅地块, 东为扬子准地台[1]。又以程海断裂为界, 将扬子准地台分为两部分, 上为丽江台缘褶皱带, 东为川滇台背斜[2] (见图 1)。

弥渡县位于红河断裂和程海断裂交汇处北端, 周围有多个断裂带交汇, 洱海断裂、程海大断裂、中甸 - 剑川 - 下关断裂、永胜 - 祥云断裂带、苴力 - 红河断裂、祥云南定河断裂带都汇集于周围[3]。地球物理反映红河断裂是一条重要的重力场、磁场分界线, 属超壳深大断裂。是滇西地区长期、多期活动和切割很深的岩石圈断裂带。地热活动强烈、地震活动频繁、各种矿产丰富的深大断裂带。基于 GPS 观测的红河断裂带现今变形特征: 1999~2007 年红河断裂带南段表现为, 其平均的右旋滑动速率为 5.5 mm/a, 拉张速率为-5.1 mm/a; 2009~2013 年红河断裂带南段走滑速率达 4.7 ± 0.3 mm/a, 拉张速率为-7.8 mm/a; 2014~2016 年红河断裂带南段右旋滑动速率为 4.9 mm/a, 拉张速率达-7.6 mm/a [4] (2021)。

1.2. 地层

弥渡县西部为兰坪 - 思茅地层区, 东为扬子地层区的丽江 - (金平)地层分区和川滇地层分区。中部为北西南东向定西岭 - 苴力构造混杂带。

混杂带岩体多为挤压破碎带的混杂与构造角砾岩特征, 显示了构造应力作用的结果, 由于构造发育, 造成多个地层缺少和重复。混杂带南西, 主要为中生代坝注路组、景星组、南新组、云龙组和第四系松散堆积层; 混杂带北东, 主要以奥陶系向阳组至二叠系阳新组及上覆第四系松散堆积为主, 该区显现了大片的碳酸盐岩; 混杂带南东, 主要以二叠系、上三叠统、侏罗系(J)、白垩系(K)以及上覆第四系残坡积层为主。

盆地区地表基本均为第四系, 自上新世末期盆地形成至今, 盆地平原区先后堆积了更新统湖积层、全新统洪积、冲洪积和冲湖积等松散层。

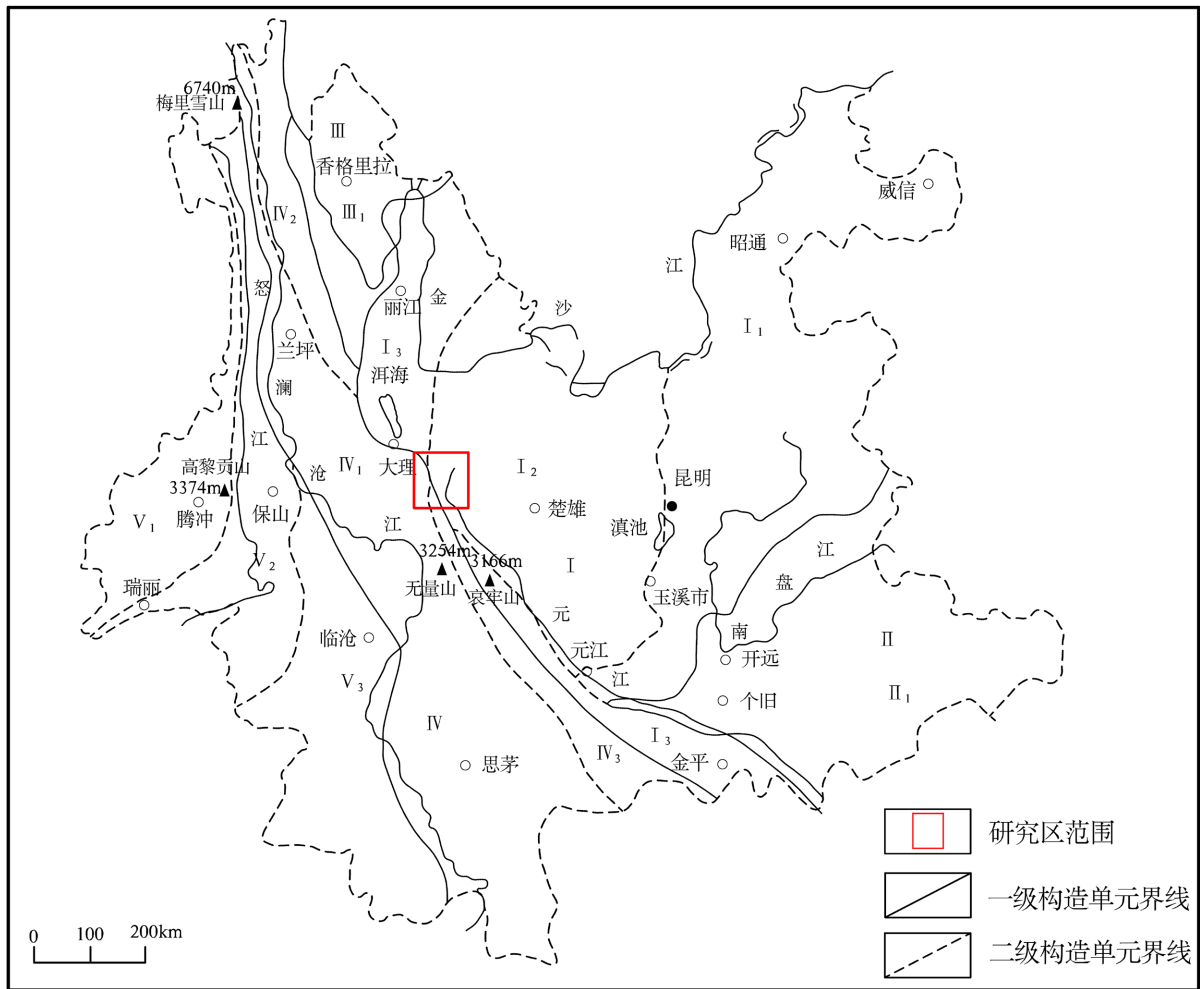
1.3. 岩浆岩

弥渡县岩浆活动强烈, 曾发生多期岩浆喷发和侵入活动。在二叠系、喜马拉雅期及华力西晚期均有岩浆活动发生。

二叠系主要为峨眉山玄武岩，分布于四家村背斜两翼，与阳新组地层呈喷发接触。由两期岩浆活动形成，即二叠系峨眉山二期玄武岩，主要为玄武火山角砾岩为主和杏仁状、致密状玄武岩和二叠系峨眉山一期玄武岩，主要为灰绿色致密状玄武岩、杏仁状玄武岩、黄褐色玄武火山角砾岩相间产出，下部为钢灰色致密状玄武岩、杏仁状玄武岩与少量黄绿色、灰绿色玄武火山角砾岩、凝灰岩和杏仁状玄武岩。

华力西晚期岩浆岩。这一时期的岩浆活动形成深成侵入岩株。主要为华力西晚期形成的辉长岩体和超基性岩体，辉长岩体出露于四家村背斜核部，形成于泥盆系长育村组地层沉积之后；超基性岩体分布于四家村背斜南东翼水长阱组地层中，可能形成于水长阱组地层沉积之后。

喜马拉雅期岩浆岩。这一时期的主要为碱性玄武岩和早期侵入岩体，碱性玄武岩分布于弥渡坝子东边缘地带，可能为线性或裂隙式喷发形成。早期侵入岩体为该期岩浆活动所形成的花岗斑岩和正长斑岩。主要出露于后海子 - 务本断层东盘的 P_{3h} 岩层和高家庄向斜核部及东翼，四家村背斜核部也有少部分出露[6]。



I——扬子准地台；I1——滇东台褶皱带；I2——川滇台背斜；I3——丽江台缘褶皱带；II——华南褶皱系；II1——滇东南褶皱带；III——松潘 - 甘孜褶皱系；III1——中甸褶皱带；IV——唐古拉 - 吕都 - 兰坪 - 思茅褶皱系；IV1——兰坪 - 思茅拗陷；IV2——云岭褶皱带；IV3——墨江 - 绿春褶皱带；V——冈底斯 - 念青唐古拉褶皱系；V1——伯舒拉岭 - 高黎贡山褶皱带；V2——福贡 - 镇康褶皱带；V3——昌宁 - 孟连褶皱带。

Figure 1. Geotectonic units in Yunnan Province [5]

图 1. 云南省大地构造单元分区[5]

2. 地热资源(温泉)分布及赋存规律

2.1. 地热分布

大理州内地热资源的出露明显受区域断裂构造带控制, 呈现一定的分区分带性[7], 地热显示相对集中的有“木里、丽江断裂-洱海断裂交汇地热区”、“崇山-澜沧江断裂地热区”、“洱海-红河断裂地热区”。

弥渡地热主要位于“洱海-红河断裂地热区”, 区域构造处于红河断裂和程海断裂交汇地带, 洱海-红河深大断裂为区内主要导热构造。断裂构造严格控制地热田的形成与分布[8], 其中弥渡弥城地热田和高芹地热田为2个主要的地热异常区(见图2)。

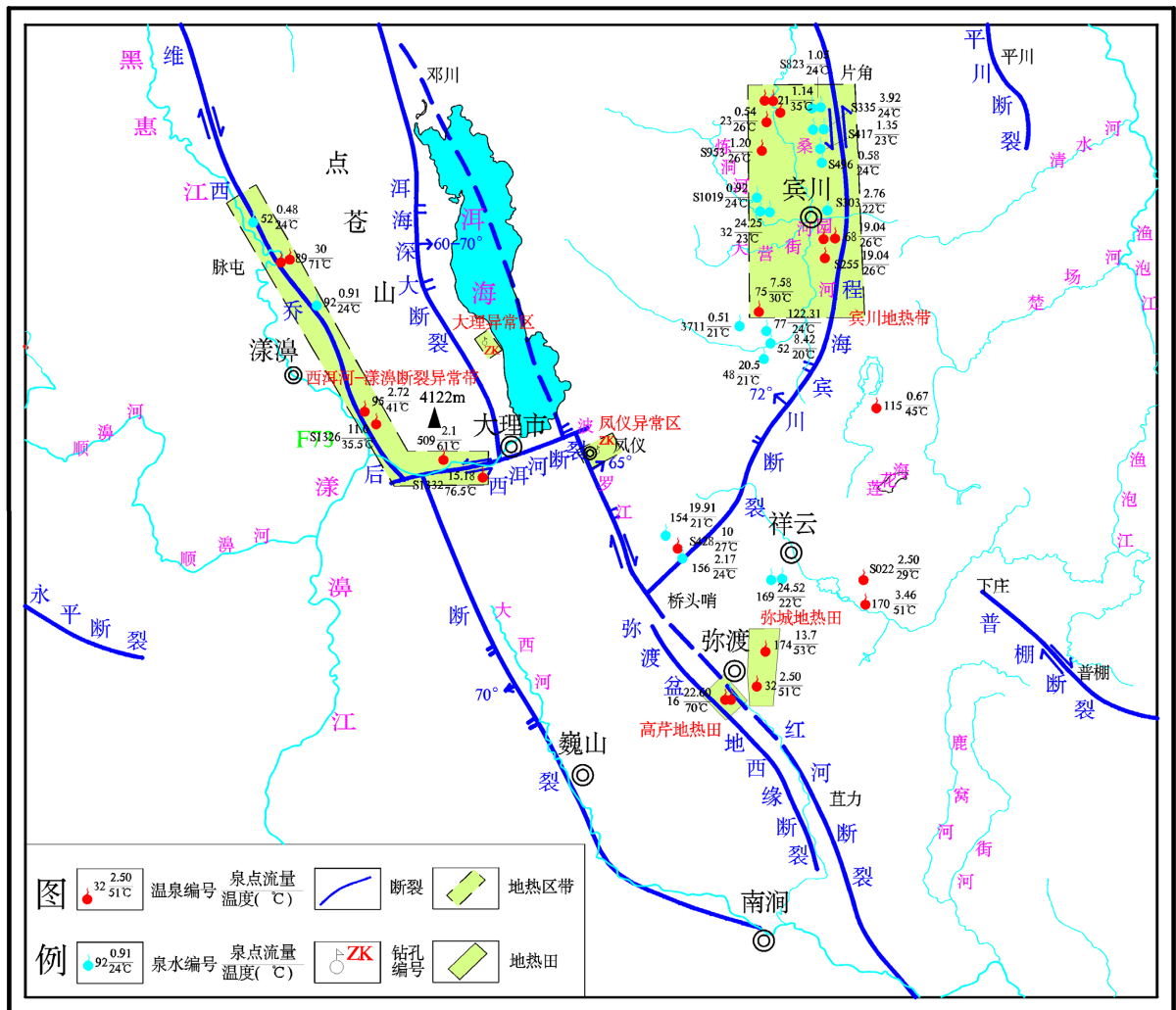


Figure 2. Schematic diagram of midu geothermal zoning location
图 2. 弥渡地热分区位置示意图

2.2. 地热赋存规律

2.2.1. 温泉出露的地层岩性

处于洱海-红河深大断裂带上的弥渡盆地, 是一新生代开始形成的断陷堆积盆地, 盆地西部为上升

区, 东部为堆积区, 现代河流向东迁移。自上新世末期盆地形成至今, 先后堆积了第四系松散层, 及其它中、新生代各层均含数量不等的孔隙潜水和承压水, 因碳酸盐岩分布较广泛, 使盆地周围有较丰富的岩溶水和地下热水。按岩性来分, 高芹温泉出露区地层有南新组 1 段(K_1n^1)砂泥岩, 松毛坡组(Qps)砂、砾、泥岩, 第四系(Q^{al+al})。上新世的砂砾岩、砂岩地层不整合的覆盖在白垩纪地层上, 并形成了一级海拔 1800~1810 m 的台地[9]。

2.2.2. 地质构造对地热赋存的主导作用

弥渡县温泉空间分布受区域构造线的控制, 特别是深大活动性断裂带对温泉的分布具有重大的控制作用, 各种构造应力复杂作用、不同的地方各种结构面、结构体性质、形态、规模和组成不同, 对地下水的影响和构造体本身的赋水性也不同。多数温泉都跟断裂构造有关。断层破碎带上, 尤其是断层交汇处, 容易形成出水口, 不同性质的断裂带对地热赋存的位置也有所不同, 如压性深大断裂带上往往没有温泉出露, 而是在其旁侧次级断裂带上, 高芹温泉出露区域就是在弥渡断裂旁侧的次级断裂带上。

2.3. 热储特征

热储结构对能否形成地热起着重要作用, 甚至决定了热水成因。根据热流的赋存形式和岩体不同的空间关系, 热储结构可划分为层状热储和带状热储两类[10]。

带状热储无固定层位, 多沿控热断裂、节理裂隙、岩浆岩与围岩接触带等分布的条带状热储。热储地质体表现出带状分布特征, 主要受断裂构造带控制, 在岩石崩解破碎, 节理裂隙发育, 不同期侵入界面等地方, 尤其大断裂贯穿几个构造单元, 或者多个构造带交叉切割, 使热储地质体无固定层位, 有无盖层, 规模、热储温度均受控于破碎带、性质和规模。这样, 裂隙本身既是通道, 又是热储空间。带状热储分为近闭式、开敞式和岩浆岩裂隙状热储三种。高芹温泉属近闭式带状热储, 其主导构造弥渡断裂次级断裂带的上盘, 也就是东盘, 地层有空间, 而下盘, 即西盘, 其渗透性差的砂泥岩充当了隔水构造, 地下热流沿次生断裂与盆地下的断层交汇带上升, 加热了沿断裂带渗透而来的地下水, 即形成了典型的构造带控型地热。

2.4. 水文特征

高芹地热田所处区域内地下水主要为松散岩类孔隙水和基岩裂隙水[11]。

1) 坝子区松散岩类孔隙水

全新统冲湖积层(Qh^{al+1})孔隙潜水、承压水。分布于盆地坝子区, 相对地形平坦, 岩性显多层结构, 大致可分两段。上段: 砂砾石层及砂质粘土层, 厚 45.50 m, 其中砂砾石层厚度 23.70 m; 下段: 砂砾石层夹粘土, 厚度 54.54 m, 其中粉、细及中砂各一层, 厚度 4.42~4.71 m。砂砾石层共五层, 单层最厚达 21.49 m。上、下段间隔水层厚度 5~10 m。砾石成分主要为长石石英砂岩、粉砂岩, 分选性及磨圆度差, 砾径一般 3~5 cm, 最大约 10 cm, 含量 50% 以上。厚度变化较大, 从 30m~100 m 不等。这些厚度变化大的地方正是支河与主干河流交汇处, 含孔隙潜水及承压水。地下水受大气降雨和山前冲洪积扇及基岩地下水的侧向补给, 于直力河排泄。

更新统松毛坡组(QPs)孔隙承压水。伏于全新统含水层下, 仅出露于盆地西部边缘及山间洼地中形成高台地。岩性为粘土、砂质粘土、砂层及砂砾石层等, 盆地北部永华煤矿一带夹有厚达 34 m 的褐煤层及数层煤线。据一九八队在永华煤矿钻探试验资料, 砂和砂砾石含水层 7 层, 单层厚度 4~12 m, 并有自盆地边缘至中心层数增多, 厚度变薄, 粒度变细的渐变规律。

盆地第四系松散堆积层中赋存丰富的孔隙水, 水位埋藏浅且多为承压水至自流水, 尤以冲、湖积含水层于高芹村至河东村一带最富水。砂砾石层厚度较大, 同时受山区岩溶水、裂隙水补给, 为相对富水

地段。地下水由西向东运移，并在盆地中东部富集。更新统湖积含水层埋藏深，在盆地中心向西可能得到高水头自流水。

2) 基岩裂隙水

碎屑岩裂隙水：南新组下段(K₂n¹)砂岩含水层富水性中等-强，泉水流量最大 7.73 L/s，地下径流模数 1.0~4.0 L/s·km²，形成相对富水地段，而其底部的泥岩则充当了很好的隔水层。基岩中水受大气降水补给，以泉或散流形式于谷底排泄。

3. 地下水化学特征

3.1. 温泉常量组分特征

高芹温泉有近 10 处泉眼涌出热水，形成泉塘，汇集后向东流出。泉水清澈透明，有轻微 H₂S 气味。根据收集的温泉水样分析数据，主要离子含量：Cl⁻：2.69、SO₄²⁻：103、HCO₃⁻：409、Na⁺：146、K⁺：14.9、Mg²⁺：8.82、Ca²⁺：34.9、H₂SiO₃：51.7。阴离子主要为重碳酸根(HCO₃⁻)、氯离子(Cl⁻)，阳离子以钠、钙、镁为主。水化学类型中等复杂，H₂SiO₃ 含量为 51.7 mg/L，按照硅酸水的命名标准，高芹温泉为县境内唯一可称为硅酸水的热水泉。该地热田水量丰富，水化学成分比较简单，为重碳酸钠钙(HCO₃-Na-Ca)、重碳酸氯化钠(HCO₃-Cl-Na)和重碳酸钠(HCO₃-Na)型水，预估可开采热量大于 300 万 m³/年，可用于洗浴、温泉宾馆、旅游休闲。

由于项目调查时间有限，所收集到的地热水化学分析资料多数样品分析项目不全，且由于地热水化学成分成因的复杂性，分析结果及结论仅供参考。

3.2. 地热温标与热储温度

地下水化学成分浓度或浓度比与温度有关，但各种离子溶解度受温度影响程度不同，对于一些受温度影响显著且影响具有规律性的离子浓度的研究可用来确定地下热储温度即所谓的热储温标。先根据《地热资源评价方法及估算规程》(DZ/T0331-2020)，利用偏硅酸反应式 SiO₂ + H₂O → H₂SiO₃ 换算 SiO₂，再根据 SiO₂ 温标计算公式来估算研究区域的地下热储温度[12]：

$$T = \frac{1309}{5.19 - \lg \text{SiO}_2} - 273.15$$

换算结果高芹温泉的 SiO₂ 含量为 39.77 mg/L，计算得出热储温度为 91.43℃。再根据地下水循环深度估算公式估算出高芹温泉循环深度为 3173.47 m。

3.3. 温泉特征

高芹地热田位于弥渡县城西南方向约 5 km 处山坡坡脚，水温 73℃ (夏季 75℃、冬季 70℃~72.5℃)，泉水主要从两个泉点流出，一个被人工封闭取水，其水一部分被引至 200 m 外的小河淌水温泉洗浴中心；另一个出水口为南北向约 5 m × 2 m 长方形人砌池塘，水中可见白色气泡如珍珠般、间歇冒出，小串气泡间歇数十秒，大串气泡间歇时间约为 110 秒左右，泉水清澈透明，站在水塘边可闻到轻微的 H₂S 气体味，温泉水流量约 10 L/S，可供应至少一大一小 2 个游泳池，周围有多处小出水口，溶解性总固体 780.52 mg/L，小于 1 g/L，为淡水。

4. 弥渡温泉成因模式

4.1. 热源

弥渡盆地所在区域为滇中凹陷区，属于云南中等地热状态。高芹温泉因处于红河深断裂西边，其附

近岩浆岩出露较少，没有岩浆岩体余热，其热主要依靠深循环及正常地温梯度，正因这个原因，其热储深度较高。需要说明的是，该区基底为元古代结晶基底，基底岩石中可能容易接收上地幔上部传来的放射热。

4.2. 导热通道

高芹温泉所处的洱海 - 红河深大断裂带，因多条断裂切割深度大，易于沟通深部热源[13]。在高芹村西侧弥渡断裂西支上，3 条分支断裂组成的断裂带垂直错断了白垩纪地层及其上覆盖的上新世沉积物，其中主要断裂的产状为 $143^{\circ} \angle 63^{\circ}$ ，错段使岩石破碎严重，节理裂隙发育，亦利于深部热源传导，为高芹温泉的形成，提供了地下热流运移及深部热量传导的通道。

4.3. 热水补给、径流与排泄

根据李维杰等建立的西南地区大气降水线方程[14]，利用地下热水的稳定同位素 ^2H 和 ^{18}O 的组成来判别其补给来源，通过数据分析得出高芹温泉主要补给来源为大气降水。其次，弥渡四周环山，中间盆地平坦区分为多个阶地，总体北西稍高且开阔，南东低洼且收拢成狭长形，这本身就是一个极好的汇水场所，加上盆地周围及盆地之下，有数组断裂带相交切割，尤其是洱海 - 红河深大断裂，更是将盆地所汇之水补给地下、往深部热源区产生径流，并将流出的温泉水沿盆地南西出口排泄。

高芹温泉的水温不高，而高温温泉通常是岩浆活动带型温泉，因此高芹温泉应是断裂 - 深循环型温泉，受断裂带控制。由于附近无岩浆岩侵入体，岩浆热不能成为研究区温泉的热源。因此，高芹温泉的热源主要是地热增温。地下水径流到达一定深度后，获得大地热流加热，成为地下热水。高芹温泉受断裂带控制，地下热水沿着断裂带或破碎带升至地面，出露温泉(见图 3)。

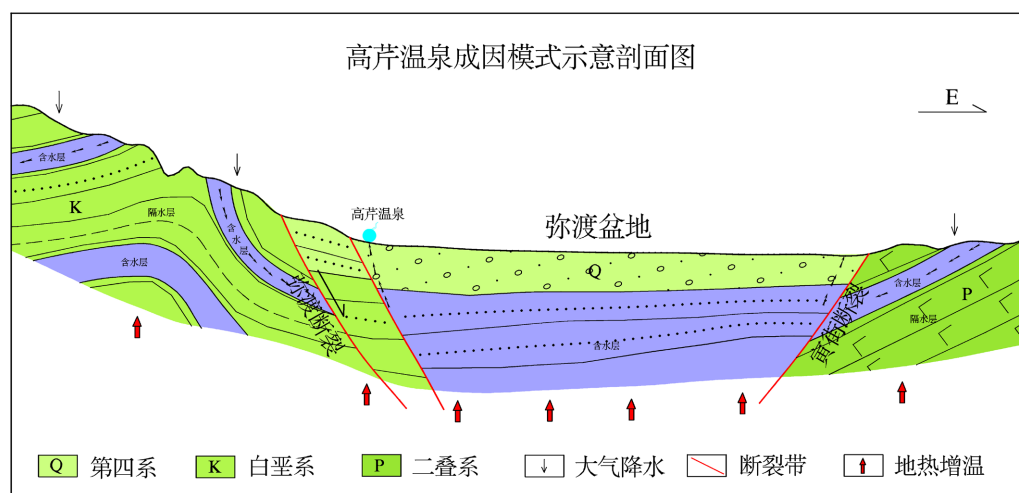


Figure 3. Schematic section of Gaoqin Hot spring

图 3. 高芹温泉成因模式示意剖面图

5. 结论

1) 高芹温泉位于“洱海 - 红河断裂地热区”，根据地质背景分析知该区构造运动较为活跃，发育丰富的断裂带。高芹温泉属近闭式带状热储，地下热流沿次生断裂与盆地下的断层交汇带上升，形成了典型的构造带控型地热。

2) 温泉的补给来源为大气降水，大气降水在降落至地面时，一部分入渗至地下，同时受到基岩地下

水的侧向补给。热源主要是地热增温,属低温地热系统,受断裂带控制,为断裂-深循环型温泉。

3) 该区该地热水量丰富,水化学成分比较简单,为重碳酸钠钙($\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$)、重碳酸氯化钠($\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$)和重碳酸钠($\text{HCO}_3\text{-Na}$)型水,该区深部及周边资源远景较好,且位于县城坝区内,交通便利,外部开发条件较为理想,可用于洗浴、温泉宾馆、旅游休闲、饮用热矿泉水开发利用,结合旅游、休闲、健康的地热资源开发前景广阔[15]。

参考文献

- [1] 霍冬雪. 云南省弥渡-祥云地区温泉水化学特征和成因研究[D]: [硕士学位论文]. 北京: 中国地质大学, 2019.
- [2] 姚永仲, 唐小莉. 弥渡温泉地质构造背景探析[J]. 有色金属设计, 2010, 37(1): 1-5.
- [3] 姚永仲. 弥渡温泉地质特征及成因模式分析[D]: [硕士学位论文]. 昆明: 昆明理工大学, 2010.
- [4] 赵付领, 徐克科, 刘吉鹏, 姚未正, 朱绪林, 邵振华. 基于 GPS 观测的红河断裂带现今变形特征[J]. 测绘与空间地理信息, 2021, 44(11): 60-65.
- [5] 云南省地质矿产局. 云南省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1990.
- [6] 姚永仲. 弥渡硃石洞温泉地质特征及成因模式分析[J]. 有色金属设计, 2009, 36(1): 1-6, 37.
- [7] 林元武. 红河断裂带北段温泉水循环深度与地震活动性的关系探讨[J]. 地震地质, 1993(3): 193-206.
- [8] 殷瑛, 王明珠, 何绕生. 云南地热资源及其开发前景[J]. 云南地质, 2006, 25(1): 70-75.
- [9] 黄小龙, 吴中海, 吴坤罡. 滇西北弥渡地区主要断裂晚新生代发育特征及其动力学机制[J]. 地质力学学报, 2021, 27(6): 913-927.
- [10] 张誉杨. 断裂带热储类型及其形成条件[D]: [硕士学位论文]. 昆明: 昆明理工大学, 2016.
- [11] 袁文波. 近代地壳运动对基岩裂隙水的控制作用研究[D]: [硕士学位论文]. 南京: 南京大学, 2018.
- [12] 梁长军, 潘伟辉. 地热资源分布特征及控制因素研究[J]. 资源与产业, 2006, 8(4): 129-130.
- [13] 徐世光, 郭远生. 地热学基础[M]. 北京: 科学出版社, 2009.
- [14] 李维杰, 王建力, 王家录. 西南地区不同地形降水稳定同位素特征及其水汽来源[J]. 长江流域资源与环境, 2018, 5(1): 1132-1142.
- [15] 孔维臻. 地热资源开发利用经济评价研究[D]: [博士学位论文]. 武汉: 中国地质大学, 2013.