

我国火山地热流体地球化学研究新进展

赵慈平

云南省地震局, 昆明 650224

摘要:本文综述了最近几年来中国研究者在地热流体地球化学研究领域取得的主要进展。在国际上关于地球内部流体及其作用研究取得重要进展的大背景下,我国学者在地热流体地球化学研究上也取得了一些重要成果,主要表现在火山地热区和非火山地热区两大方面,在火山学、地热学、环境学、大地构造学、地震学等五个学科领域都取得了一些重要进展。

关键词:地热流体;同位素;岩浆作用;火山;地震

中图分类号:P588.1 **文献标识码:**A **文章编号:**1007-2802(2011)04-0382-08

Advances in Geochemistry of Volcanic Hydrothermal Fluids in China

ZHAO Ci-ping

Earthquake Administration of Yunnan Province, Kunming, Yunnan 650224, China

Abstract: This paper reviews the main advances obtained by Chinese researchers at geochemistry of hydrothermal fluids in recent years. As very important progresses are making internationally in the studies of the earth's interior fluids and its role, Chinese scholars also obtain some important results in the geothermal fluid geochemistry, specifically in two major fields of volcanic and non-volcanic geothermal areas, and in five disciplines, such as volcanology, geothermics, environmental science, tectonics and seismology.

Key words: geothermal fluids, isotope, magmatism, volcano, earthquake

地球内部流体的含量和作用机理在地质过程中起着重要作用。通过对火山和地热区的大量研究,流体在火山作用和地热活动中所起的重要作用已被广泛认同。大量的研究表明,板块俯冲在垂直方向上可深达地幔过渡带,在水平方向上可远达大陆内部纵深数千公里^[1~3],水被俯冲板片运输到地幔过渡带^[4~6],地幔过渡带是富含水的^[7~9]。大陆下地幔过渡带滞留板片的脱水 and 挥发分释放对大陆内部的大地构造具有重要影响,大陆内部的裂谷系、火山活动和地震的发生与来自地幔过渡带的深源挥发分释放有密切的关系^[10~14]。而氦同位素^[15~21]和水的氢同位素^[22,23]组成在地球内部各圈层中结构性差异为人们提供了进行深源流体识别的主要示踪手段。对日本东北地区温泉和矿泉逸出气体和水中溶解气的氦同位素组成测量表明,³He/⁴He 比值在弧

前和弧后有显著的差别,同时地表观测到的氦同位素比值分布与最上部地幔的低速带和高 Q 值带分布是对应的,说明氦同位素比值能反映最上部地幔中熔体的存在,是研究深部流体和熔融体起源、行为和分布的有力工具^[24]。最近,Zhao 等^[12]综合研究了 1995~2008 年间发生在日本岛的壳内大地震震源区的高分辨率层析成像,发现这些地震的主震震源区下方的地壳和最上部地幔存在显著的低速和高泊松比异常,这反映了由俯冲板片脱水和地幔楔角流共同产生的岛弧岩浆和流体的存在。1885~2008 年间发生在日本的 164 次壳内地震(M5.7~8.0)的分布与地壳和最上部地幔低速体分布关系密切。一个定性模型被提出来以解释迄今在日本记录到的地球物理观测。他们认为一个大地震的发生不全是一个力学过程,而是和俯冲动力学、地壳和上地幔物质

收稿日期:2011-01-23 收到,03-25 改回

基金项目:国家自然科学基金资助项目(40973015);中国地震科学基金资助项目(A08093)

第一作者简介:赵慈平(1966—),男,副研究员,博士,主要从事深源流体在火山和地震中的作用研究. E-mail: cpzhao@china.com.

的物理和化学性质,特别是岛弧岩浆和流体有关。Zhao 等^[11~14]的研究结果说明流体在构造演化和地震孕育中发挥着极其重要的作用。此外,全球变暖和温室气体排放已成为人类所面临重要的问题,除海洋、植被、土壤、大气外,地球内部本身是一个重要的碳储库,人们越来越重视来自地球内部的 CO₂ 排放。来自地热流体的有毒元素对环境的影响也引起了人们的重视。在国际上关于地球内部流体及其作用研究的上述重要进展的大背景下,我国学者在地热流体地球化学研究上也取得了一些重要成果,本文回顾最近几年来我国研究者在地热流体地球化学研究领域的主要进展,旨在向国内外同行展示中国学者在这一领域的主要成就。

1 火山区地热流体化学和同位素组成研究的主要进展

1.1 运用地球化学温标原理,揭示了某些火山区上部地壳的温度场特征

利用前人的温泉水化学成分数据,选取统一的地球化学地热温标,计算中国云南腾冲火山区下地热储的温度,假设这些地热储的埋深是相同的,那么这些地热储和其上部温泉的温度差被定义为相对地热梯度。根据这一定义,计算整个腾冲火山区的相对地热梯度值。利用这些相对地热梯度数据,通过克里金差值法,获得了整个腾冲火山区及其外围地区相对地热梯度分布图^[25]。根据这一分布图和这些数据,赵慈平等研究了腾冲火山区最上部地壳的温度场特征,讨论了温度场空间特征与岩浆囊的存在性和活动性的相关关系,发现腾冲火山区最上部地壳存在 3 个相对地热梯度高于 100℃ 的异常区域。这 3 个显著的相对地热梯度异常区是由其下方的岩浆囊的热扩散造成的,可以被看成岩浆囊的热晕或热帽,间接反映了 3 个岩浆囊的存在。

1.2 讨论了某些地热区热泉水的地球化学特征及其可能的环境影响

张国平等^[26]和刘虹等^[27]研究了云南腾冲火山区热海和瑞滇热田热泉水的地球化学特征,讨论和评估了热泉水中某些元素对环境的可能影响,结果显示,碱性热泉中 K、Na、F、Cl、SiO₂ 的含量高,而只存在于热海地区的酸性热泉中 SO₄²⁻、Mn、Fe 的含量高。热泉中 As、Sb 的含量范围分别在 43.6~687 μg/L 和 0.38~23.8 μg/L 之间。热泉中的 As 以 As³⁺ 为主,占了总砷的 91%。地热流体中的 As、Sb 少部分被固定在泉华中,而大部分则释放到了环境中,从而进入地下水和下游的田地中,对当地

居民的健康造成威胁。

1.3 提出了一些地热田地热储和水热爆炸的概念模型和演化模式

中国云南腾冲火山区热海地热田至今还有丰富的地表活动显示,如沸泉、喷气孔和水热爆炸,这些现象是研究地热储和岩浆活动的重要线索。

通过对泉水中 Cl、B、Na 及其他元素等化学成分和¹⁸O、D 及³H 等同位素组成的分析和研究,发现热海地热田温泉共享同一深部热储,热泉水是深部热储流体和不同深度地下水的混合物^[28],深部热储有统一的水源供给,热储流体由深层富 Cl 水、富 CO₂ 蒸气和大气降水等 3 个端元混合而成。通过热泉水的¹⁸O、D 同位素组成分析,热海地热田热储从海拔 1600~2300 m 的北部和东部山区接受地下水补给,地热储流体和温泉水有明显的地幔水贡献^[28]。利用³H 同位素组成的分析数据,邓紫娟^[28]认为组成地热流体主要组成部分的大气降水的年龄范围在 10~36 a。通过分析热泉水中总溶解碳(TDC)和从热泉及喷气孔逸出的 CO₂ 的 δ¹³C 值,这些值变化范围在 -5‰~1.99‰ 间,碳同位素在 TDC 和 CO₂ 间的分馏是可以忽略不计的,深部热储中 CO₂ 的 δ¹³C 值为 -2‰~0‰,说明这些 CO₂ 是幔源的贡献^[28]。综合运用 Na-K, SiO₂, CO₂-CH₄ 等地热温标,提出热海地热田地热储的概念模型^[28]。将热储分为不同深度的两层:浅层热储位于地下 250~320 m 处,热储温度 220~230℃,热储水循环很快;深层热储深度超过 660~785 m,热储温度 270~280℃,更深部热储流体的温度高达 400~450℃。

以碳同位素组成为基础,结合氦同位素比值和从 1973~2000 年的地热资料,杜建国等也讨论了热海地热田的地热变化、含碳组分来源和热储温度^[29]。他们的资料表明热泉 CO₂、CH₄、HCO₃⁻、CO₃²⁻ 和钙华的 δ¹³C 值变化范围分别为 -7.6‰~-1.18‰, -56.9‰~-19.48‰, -6.7‰~-4.2‰, -6.4‰~-4.2‰和 -27.1‰~0.6‰。他们认为 CO₂ 可能是地幔/岩浆来源的,但 CH₄ 和 He 是多来源的, HCO₃⁻ 和 CO₃²⁻ 主要源自无机 CO₂,而其他离子主要起源于流体循环其中的岩石。他们认为在 CO₂ 和 HCO₃⁻ (液)以及 CO₃²⁻ (液)间、溶解离子碳(DIC)和钙华间的碳同位素分馏没有达到平衡,热泉水中的 HCO₃⁻ (液)和 CO₃²⁻ (液)间不存在碳同位素分馏。运用各种地热温标,他们估计的地热储温度为 69~450℃,并随时间有起伏变化,

他们认为地下热储的温度的最佳估计是 250~300℃, 由于地幔流体和浅源地壳流体是随时间变化的, 因此导致了热海热田的热储温度和地热流体化学和同位素组成的不断变化。

上官志冠等^[30]研究了 1993~2003 年间发生在热海地热田的 20 次水热爆炸活动后发现: 最初水热爆炸主要发生在澡堂河河床, 后来沿切穿澡堂河的北西—南东向断裂活动, 爆炸活动随时间逐渐增强。由爆炸能级逐渐显著升高的 3 个阶段水热爆炸产生的温泉自由气体的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值分别为 1.17、2.22 和 4.05 Ra ($\text{Ra}=1.4\times 10^{-6}$)。氦同位素和气体化学组成资料说明, 产生爆炸的气体补给源区是逐渐从浅向深变化的。根据这一趋势, 将来有可能发生较大的水热爆炸活动, 应当认真考虑这种灾害对游客安全的影响。

热海热田内重要的旅游景点澡堂河河谷及两侧约 1000 m² 范围内(长 130 m, 宽 70 m)频繁发生的水热爆炸引起了人们对旅游安全关注。赵慈平等提出了热海热田水热爆炸的概念模型^[31]。他们将水热爆炸分为 4 类: 1) 人工钻孔活动触发的井喷, 2) 高温水热爆炸喷发, 3) 高温蒸汽爆炸喷发, 4) 持续或间歇性喷泉, 这是水热爆炸和正常温泉的过度类型。水文地质背景及氢氧同位素组成说明储存于多孔熔岩介质中的地下水是载热流体的主要来源, 这些水需要花费 15 年的时间完成从上覆岩层渗透到热源区, 最后通过加热对流返回地表排放的一个完整循环。南北向、东西向走滑断层和先存熔岩喷发通道时冷水补给和地热流体向上渗流的管道, 高岭土化花岗质砾岩是热储的封盖层, 前寒武纪高黎贡山群片岩是热储体岩石, 热田下的岩浆囊是热储和水热爆炸的能量来源, 在不同深度存在 3 层热储层。他们认为这些水热爆炸与地震活动无关, 水热爆炸是正常的地热能对流释放通道遇堵产生的现象, 不是热海热田下岩浆囊活动增强的前兆。

1.4 探讨了中国休眠火山区岩浆气体的地球化学特征及其意义

CO_2 是中国休眠火山区源自岩浆的主要气体组分, 其体积百分含量在 80%~99% 间变化, 微量气体主要是 CH_4 , He 、 H_2 、 N_2 、 Ar 、 O_2 、 H_2S 、 SO_2 、 CO 等, 其中 CH_4 和 He 是源自地幔岩浆的最重要组分^[32]。他们认为 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值是最可靠的地幔物质指示器, 源自岩浆的 CO_2 和 CH_4 的碳同位素组成 $\delta^{13}\text{C}$ 也与浅源气体的有显著差异。通过监测 CO_2 和 CH_4 间的碳同位素分馏, 他们认为虽然

2002 年 6 月 29 日吉林汪清 7.2 级深地震扰动了区部岩浆囊, 但并没有发生地幔物质的大规模上涌, 意味着长白山天池火山并没有马上喷发的危险。

1.5 进行了火山区的氦同位素填图, 揭示了腾冲火山区幔源挥发分释放的时空分布特征

赵慈平^[33]用自制的防大气污染和微量组分富集取样器系统采集了腾冲火山区热泉逸出气体样品, 用于氦同位素分析的样品用不锈钢瓶或钠质玻璃瓶盛装。用气相色谱分析了气体的常规化学组成, 用稀有气体静态质谱计(VG5400)分析了这些样品的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 和 $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 比值(外送测试)。通过 $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 比值对 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值进行了空气污染校正, 并计算了氦的地幔、地壳和大气 3 端员组成百分比, 最后还校正了不同源区(地幔源和地壳源)氦的百分比。用克里金差值法获得了腾冲火山及其邻区原始 $^3\text{He}/^4\text{He}$ (Ra)、校正 $^3\text{He}/^4\text{He}$ (Ra)值、幔源氦百分比 M 和校正的幔源氦百分比 M_c 的空间分布图。这些分布图整个腾冲火山及邻区的幔源挥发分释放空间强度水平, 而相同样点的氦同位素组成时间变化序列则反映了幔源挥发分释放的时间变化特征。综合了这些图像和数据分析整个腾冲火山及邻区幔源挥发分释放的时空分布特征, 讨论了幔源挥发分释放与岩浆囊存在性和活动性的关系^[33]。他的资料表明目前腾冲火山区存在幔源挥发分释放强度异常高的 3 个不同区域^[33], 它们的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ (Ra) 比值分别高于 5.5、4.5 和 2 Ra; 其对应的幔源氦含量分别为 70%、60% 和 30%。这 3 个幔源挥发分强释放区和上述 3 个显著的相对地热梯度高值异常区(见 1.1)基本重合, 进一步说明了腾冲火山区目前存在 3 个岩浆囊。现今幔源挥发分释放强度的空间分布图像就是腾冲火山区软流圈上涌区空间范围和上涌强度的直接反映, 这一上涌区长 100 km, 宽 50 km。这一局部上涌的软流圈既为腾冲火山的喷发提供了岩浆物质来源, 同时也导致了该地区地壳被动伸展, 岩浆的向上迁移产生了通道。这一模型预测的腾冲火山区地壳伸展也受现今的地质地貌调查和地壳形变观测的支持。

1.6 详细讨论了中国火山区含碳气体的同位素组成、动力学分馏和岩浆囊温度

上官志冠等^[34]研究了中国火山区温泉逸出含碳气体的同位素组成及其动力学分馏。他们发现腾冲火山区 22 个温泉和长白山天池火山区 11 个温泉(湖滨温泉除外)逸出 CH_4 的平均 $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) 值分别为 -19.0‰ 和 -32.6‰, 与世界上其他地热区相近, 但五大连池火山区和天池破火山口内湖滨强气

体释放区逸出 CH_4 的平均 $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) 值分别为 -45.8% 和 -47.9% , 远低于中国其他火山区, 与东非基伍湖的类似。他们认为这些甲烷可能直接来自上地幔, 低的 $\delta^{13}\text{C}$ 值主要是由于这些来自深部岩浆囊的甲烷在向上迁移过程中的同位素动力学分馏引起的, 岩浆囊越深, 甲烷的 $\delta^{13}\text{C}$ 值越低。他们提出了岩浆囊深度和甲烷 $\delta^{13}\text{C}$ 值之间的关系式, $d = 0.0107 (\delta^{13}\text{C})^2 + 1.14$ (d 为岩浆囊深度, km, $\delta^{13}\text{C}$ 为甲烷的碳同位素组成)。他们认为 CO_2 和 CH_4 间的碳同位素分馏温度是这些气体的最后储库的温度, 而不是最初深部岩浆囊的温度。

运用自制的防大气污染和甲烷富集功能气体取样器, 采集腾冲火山区相对地热梯度异常高区 (见 1.1) 和幔源挥发份异常强区 (见 1.5) 的叠加异常区 (即岩浆囊区) 温泉逸出气体样品^[33]。分析常规化学和碳同位素组成的气体样品用铝箔塑料膜气体样品袋盛装, 在现场进行甲烷碳同位素样品的富集, CO_2 和 CH_4 样品的碳同位素组成用 MAT251 质谱计测试 (外送测试)。选择最合理的从理论计算或实验测定的 CO_2 与 CH_4 间碳同位素平衡分馏系数回归或拟合得到的碳同位素平衡分馏方程或公式计算腾冲火山区岩浆囊 (气体源区) 温度^[33], 结果显示腾冲火山区岩浆囊的中心温度可能在 $700\sim 1200^\circ\text{C}$ 间, 达到了流纹岩岩浆 ($600\sim 900^\circ\text{C}$)、安山岩岩浆 ($800\sim 1100^\circ\text{C}$) 和玄武岩岩浆 ($1000\sim 1250^\circ\text{C}$) 的形成温度, 这进一步说明腾冲火山区现今 3 个岩浆囊的客观存在。

1.7 综合分析了腾冲火山区岩浆囊的存在性、活动性和目前的活动机制

由上述可知, 通过对上地壳温度场、幔源挥发分释放场及岩浆囊现今温度等 3 个问题的研究, 结合深部探测 (DSS 和 MT)、活动性监测和前人的成因研究结果的综合分析, 赵慈平^[33] 对腾冲火山有如下 5 点认识:

(1) 腾冲火山区地下现今可能存在 3 个岩浆囊: 第一个岩浆囊位于腾冲县城和清水一带, 第二个位于马站和曲石一带, 第三个位于五合、龙江、团田和浦川一带。3 个岩浆囊上方的上地壳相对地热梯度分别为 140 、 120 、 130°C ; 所释放的挥发物质的幔源比例依次为 70% 、 60% 和 30% 。

(2) 3 个岩浆囊的几何尺度 (水平方向的直径) 可能依次约是 20 、 19 和 23 km (长 45 km)。3 个岩浆囊的埋藏深度不同: 第一个为地下 $5\sim 25$ km, 第二个为地下 $10\sim 25$ km, 第三个为地下 $7\sim 14$ km。

(3) 3 个岩浆囊的现今温度分别为: 第一个为

$324\sim 789^\circ\text{C}$, 平均 555°C ; 第二个为 $402\sim 663^\circ\text{C}$, 平均 532°C ; 第三个为 $320\sim 1194^\circ\text{C}$, 平均 679°C 。可以认为, 腾冲火山区地下岩浆囊顶部气体富集区目前的温度变化范围为 $320\sim 1200^\circ\text{C}$, 而实际温度应高于平均值 600°C 。三大岩浆囊的边缘温度可能在 $300\sim 600^\circ\text{C}$ 间, 中心温度可能在 $700\sim 1200^\circ\text{C}$ 间, 这一温度达到了流纹岩岩浆 ($600\sim 900^\circ\text{C}$)、安山岩岩浆 ($800\sim 1100^\circ\text{C}$) 和玄武岩岩浆 ($1000\sim 1250^\circ\text{C}$) 的形成温度, 这进一步说明腾冲火山区现今 3 个岩浆囊的客观存在。

(4) 3 个岩浆囊的活动性不同: 第一个集相对地热梯度、幔源挥发分释放、形变和地震活动等异常于一身, 岩浆囊正在接受幔源岩浆的补充, 活动性最强, 直接位于腾冲县城之下, 喷发将造成最为严重的损失, 需重点监视; 第二个的幔源物质释放强度也引人注目, 岩浆囊可能也正在接受幔源岩浆的补充, 需加强监测; 第 3 个规模大, 埋深较浅, 幔源物质释放较弱 (30%), 目前幔源岩浆的补充可能比较微弱, 但岩浆囊温度依然较高, 需引起注意。

(5) 腾冲火山是局部软流圈上涌形成的。局部软流圈上涌可能是印度板块的向东俯冲造成弧 (缅甸中央火山弧) 后拉张而形成的。腾冲火山区现今幔源挥发分释放强度的空间分布图像就是这一软流圈上涌区空间尺度和隆升强度的最直接反映, 上涌区的大小大致为南北长 100 km, 东西宽 50 km。局部上涌的软流圈既为腾冲火山的孕育提供了岩浆物质来源, 其产生的地壳拉张也为岩浆的上侵提供了构造通道, 这种拉张得到现今本地区地貌研究和形变观测的支持。

2 非火山区地热流体化学和同位素组成研究的主要进展

2.1 调查了某些地区热泉的 CO_2 排气, 估计了非人类活动碳排放量

云南省有约 700 多个温泉, 是我国温泉和强震最多的省份之一^[35,36]。他们在现场测量了温泉水温度、pH 值、 HCO_3^- 含量和温泉周围空气中的 CO_2 含量, 采集了自由气体、总溶解碳 (TDC, 用 NaOH 和 BaCl 在现场沉淀)、钙华和温泉水样品, 在专业实验室分析测试了这些样品的化学和碳氮同位素组成, 用软件计算了温泉水的 CO_2 分压 (p_{CO_2}) 和方解石的饱和指数 (SIC)。通过分析地质背景、环境条件、水化学、碳氮同位素组成资料, 他们讨论了云南地区 CO_2 的来源, 估计了云南地区 CO_2 的排放量。

他们认为在滇东, CO_2 主要来自地壳, 第三纪煤碳(褐煤)对 CO_2 的排放量有重要贡献; 在滇西北, CO_2 主要来自地幔, 部分来自地壳碳酸盐岩变质作用; 在滇西南, 几乎所有的 CO_2 来自地幔。据温泉的深源 CO_2 释放模型, 计算了 38 个温泉的 CO_2 排放量, 最小 0.0017 t/a, 最大 1034 t/a, 平均 103.57 t/a。运用这 38 个温泉的资料, 他们构建了云南地区温泉 CO_2 排放强度的评估指标体系, 并估计了这 38 个温泉的 CO_2 排放强度。最后, 根据新生代构造单元划分和主要深断裂分布, 他们将云南地区 700 个温泉划分成若干排放强度类型, 并根据这些排放强度类型, 估计这 700 个温泉的总 CO_2 排放量高达 6×10^4 t/a。

2.2 讨论了我国西南地区地热流体活动的构造意义

沈立成等^[37]系统采集了西藏、云南和川西地区的典型富气热泉水样, 分析了这些水样中溶解气的化学和同位素组成。根据断裂带这些气体的地球化学特征, 特别是氦同位素组成, 他们研究了这些 CO_2 排气点的气体释放强度, 尤其是深源(幔源)气体的释放强度。他们展示了中国西南氦同位素组成的空间变化图像并讨论了其大地构造意义。他们认为, 西藏的中部和北部只有 1.4%~1.7%的幔源氦逸出, 其断层在深部是紧紧锁闭的, 属强挤压的地壳增生构造背景; 而滇西南(尤其是腾冲地区), 平均有 26.2%, 最高有 48.8%的幔源氦释放, 幔源岩浆侵入到浅部地壳, 属于伸展构造背景, 是最强的地幔排气区和最剧烈的印欧板块碰撞区; 滇中地区(小江断裂带), 平均有 2.27%, 最高也只有 8.9%的幔源氦释放, 是印欧板块碰撞带的最东缘; 川西地区(鲜水河断裂带), 平均有 8.1%的幔源氦释放, 高于西藏和云南剩余地区, 但远低于滇西南地区, 鲜水河断裂带部分切穿整个岩石圈并深达上地幔。

为了获得西藏碰撞造山带的深部信息并制约印-亚大陆碰撞期间的造山过程, 侯增谦和李振清^[38]研究了藏南温泉氦释放的同位素地球化学特征定义了两类氦同位素变化域, 即幔源氦释放域($R/R_a=0.11\sim 5.38$)和壳源氦释放域($R/R_a=0.017\sim 0.072$)。前者主要分布与接近喜马拉雅东构造节的腾冲热海热区($R/R_a=0.40\sim 5.38$)、靠近喜马拉雅西构造节的狮泉河地热区($R/R_a=0.27\sim 0.30$)和位于东经 89° 以东的拉萨地热活动区($R/R_a=0.11\sim 0.98$)。后者主要在东经 89° 以西的昂仁热水活动区($R/R_a=0.017\sim 0.072$)。东西构造节附近的水热活动受走滑断裂控制, 有不超过 50%的幔源气贡献。而高原腹地内的热水活动则受 SN 向裂

谷控制, 幔源 He 域与壳源 He 域以 89°E 为界, 在南北方向上分别横跨雅江缝合带。热泉氦同位素与深部地球物理探测资料综合分析表明, 高原腹地的现代热水活动主要受上地壳内部成片出现的岩浆房或部分熔融层驱动, 但 89°E 以东地区有来自幔源熔浆的热和物质(He 气)贡献。他们提出, 印度大陆板块总体呈斜向向北俯冲, 但东西两侧板片的俯冲角度和俯冲距离不同。在 89°E 以西, 向北北东方向缓角度俯冲的板片可能已越过雅江缝合带到达班公-怒江缝合带, 而在 89°E 以东, 可能由于俯冲板片沿亚东-谷露裂谷发生撕裂, 板片俯冲角度变陡, 整体上未跨过雅江缝合带。

在研究藏南强烈的水热流体活动的基础上, 从另一角度探讨了地球物理探测发现的地震亮点和低速高导层的性质^[39]。通过对热泉气体的氦同位素组成和热水的地球化学特征研究以及前人对温度场的模拟, 他们认为该低速高导层为硅酸盐岩浆熔体, 而不是以水为主的流体, 这为部分熔融层的存在提供了佐证。他们进一步讨论了这些部分熔融层对热泉流体系统的驱动热机作用, 并根据热泉分布和热泉流体的温度场限定了这些部分熔融层的空间分布范围。

2.3 调查了我国西南四川地震带热泉的氦碳同位素组成并探讨了其孕震意义

杜建国等^[40]采集了川西地区断裂带泉水和逸出气体样品并分析了这些样品的氦碳同位素组成, 讨论了该地区的温泉气体的来源和地震活动之间的关系。他们的资料表明, 川西鲜水河、安宁河和龙门山 3 个地震区热泉气体的 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) 值为 $-3.34\text{‰}\sim -17.09\text{‰}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值为 $1.5 \times 10^{-8} \sim 3.63 \times 10^{-6}$ 。他们发现不同的地震带或断裂带有不同的氦、碳同位素特征, 同一地震带或断裂带的不同区段其同位素组成特征不同; 认为, 鲜水河断裂带(XFZ)和龙门山断裂带(LFZ)的温泉氦气部分来自地幔, 并有地壳氦和大气氦的混合, 而安宁河断裂带(AFZ)温泉氦气主要来自地壳氦并有大气氦的混合。除汶川(No. 18)外, 温泉逸出气中的 CO_2 绝大部分来自上地幔。汶川于 2008 年 5 月 12 日发生了 8.0 级大地震。杜建国等^[40]认为位于断裂带较活动区段的温泉有更高的温度, 构造活动越活跃的地区, 其温泉逸出气的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值越高, 地震发生的频率越大。随着深部流体的向上运移, 像康定这样的构造活动区有更多的热能来自地球深部, 这将更有利于通过地震释放地球内部能量。他们的研

究成果说明, He 和 CO₂ 这样的温泉气体是地震和构造活动重要的地球化学指标。

3 结 语

近年, 我国学者在地热流体地球化学研究方面取得了显著的进展, 概括起来, 主要体现在如下 5 个学科方面:

在火山学方面, 赵慈平等^[25]系统测量了腾冲火山区温泉逸出气的化学和氦碳同位素组成, 提出了相对地热梯度的新概念, 揭示了最上部地壳的温度场特征, 发现了 3 个高相对地热梯度异常区。赵慈平^[33]在腾冲火山区进行了氦同位素填图, 揭示了幔源挥发分释放的时空分布特征, 发现了 3 个幔源挥发份释放异常高的区域。根据这 3 个幔源挥发份强释放区和 3 个高相对地热梯度异常区的重合, 赵慈平^[33]认为腾冲火山区存在 3 个壳内岩浆囊。通过分析测试这 3 个岩浆囊上方温泉逸出气体中 CO₂ 和 CH₄ 间碳同位素分馏系数, 赵慈平^[33]估计这 3 个壳内岩浆囊的现今温度高达 700~1200℃。另外, 结合他本人和其他人的研究成果, 赵慈平^[33]还估计这 3 个壳内岩浆囊的大小、埋深等重要参数并评估了它们的活动性。上官志冠等^[32]研究了我国休眠火山区岩浆气体的地球化学特征, 他们认为 CO₂ 是中国休眠火山区源自岩浆的主要气体组分, 其体积百分含量在 80%~99% 间变化, 微量气体中 CH₄ 和 He 是源自地幔岩浆的最重要组分, 长白山天池火山并没有马上喷发的危险。上官志冠等^[32]还研究了中国火山区温泉逸出含碳气体的同位素组成及其动力学分馏。他们认为甲烷的低 δ¹³C 值主要是由于这些来自深部岩浆囊的甲烷在向上迁移过程中的同位素动力学分馏引起的, 岩浆囊越深, 甲烷的 δ¹³C 值越低。他们提出了岩浆囊深度和甲烷 δ¹³C 值之间的关系式: $d=0.0107(\delta^{13}\text{C})^2+1.14$ (其中, d 为岩浆囊深度, km, δ¹³C 为甲烷的碳同位素组成)。他们认为 CO₂ 和 CH₄ 间的碳同位素分馏温度是这些气体的最后储库的温度, 而不是最初深部岩浆囊的温度。

在地热学方面, 邓紫娟^[28]研究了热海地热田温泉水和自由气体的化学和同位素组成, 她认为热储流体由深层富 Cl 水、富 CO₂ 蒸气和大气降水等 3 个端元混合而成, 地热储流体和温泉水有明显的地幔水贡献, 组成地热流体主要组成部分的大气降水的年龄在 10~36 a, 碳同位素在 TDC 和 CO₂ 间的分馏可以忽略不计, 深部热储中 CO₂ 的 δ¹³C 值为一

2‰~0‰(PDB), CO₂ 是幔源的。综合运用 Na-K, SiO₂, CO₂-CH₄ 等地热温标, 邓紫娟^[28]提出了热海地热田地热储的概念模型。她将热储分为不同深度的两层: 浅层热储位于地下 250~320 m 处, 热储温度 220~230℃, 热储水循环很快; 深层热储深度超过 660~785 m, 热储温度 270~280℃, 更深处热储流体的温度高达 400~450℃。杜建国等^[29]也讨论了热海地热田的地热变化、含碳组分来源和热储温度。他们认为 CO₂ 可能是地幔/岩浆来源的, 但 CH₄ 和 He 是多来源的, HCO₃⁻ 和 CO₃²⁻ 主要源自无机 CO₂, 而其他离子主要起源于流体循环其中的岩石, 在 CO₂ 和 HCO₃⁻(液) 以及 CO₃²⁻(液) 间、溶解离子碳(DIC)和钙华间的碳同位素分馏没有达到平衡, 热泉水中的 HCO₃⁻(液) 和 CO₃²⁻(液) 间不存在碳同位素分馏, 地热储温度为 69~450℃, 并随时间有起伏变化, 其最佳估计是 250~300℃。上官志冠等^[30]研究了 1993~2003 年间发生在热海地热田的 20 次水热爆炸活动后发现: 水热爆炸发展呈爆炸能级逐渐显著升高的 3 个阶段, 爆炸活动随时间逐渐增强, 产生爆炸的气体补给源区是逐渐从浅向深变化的, 将来有可能发生较大的水热爆炸活动, 应当认真考虑这种灾害对游客安全的影响。赵慈平等^[31]提出了热海热田水热爆炸的概念模型。他们将水热爆炸分为 4 类: 1) 人工钻孔活动触发的井喷, 2) 高温水热爆炸喷发, 3) 高温蒸汽爆炸喷发, 4) 持续或间歇性喷泉, 这是水热爆炸和正常温泉的过度类型, 在不同深度存在 3 层热储层, 热田下的岩浆囊是热储和水热爆炸的能量来源, 这些水热爆炸与地震活动无关, 是正常的地热能对流释放通道遇堵产生的现象, 不是热海热田下岩浆囊活动增强的前兆。

在环境学方面, 张国平等^[26]评估了热海和瑞滇热田热水中 As 和 Sb 对环境的可能影响。他们的结果显示, 热水中 As 和 Sb 的含量范围分别在 43.6~687 μg/L 和 0.38~23.8 μg/L 之间, 热水中的 As 以 As³⁺ 为主, 占了总砷的 91%, 地热流体中的 As 和 Sb 少部分被固定在泉华中, 而大部分则释放到了环境中, 从而进入地下水和下游的田地中, 对当地居民的健康造成威胁。赵珂^[35]和赵珂等^[36]调查了我国云南主要断裂带 38 个温泉的 CO₂ 排气情况。通过分析地质背景、环境条件、水化学、碳氮同位素组成资料, 他们讨论了云南地区 CO₂ 的来源, 估计了云南地区 CO₂ 的排放量, 提出了温泉的深源 CO₂ 释放模型, 计算了 38 个温泉的 CO₂ 排放量, 最小 0.0017 t/a, 最大 1034 t/a, 平均 103.57 t/

a. 运用这 38 个温泉的资料,他们构建了云南地区温泉 CO₂ 排放强度的评估指标体系,并估计了这 38 个温泉的 CO₂ 排放强度。最后,根据新生代构造单元划分和主要深断裂分布,他们将云南地区 700 个温泉划分成若干排放强度类型,并根据这些排放强度类型,估计这 700 个温泉的总 CO₂ 排放量高达 6×10^4 t/a。

在大地构造学方面,通过氦同位素填图,赵慈平^[33]认为整个腾冲火山区现今幔源挥发分释放强度的空间分布图像就是腾冲火山区软流圈上涌区空间范围和上涌强度的直接反映,这一上涌区长 100 km,宽 50 km。沈立成等^[37]展示了中国西南氦同位素组成的空间变化图像并讨论了其大地构造意义。他们认为,西藏的中部和北部属强挤压的地壳增生构造背景,而滇西南(尤其是腾冲地区)属于伸展构造背景,是最强的地幔排气区和最剧烈的印欧板块碰撞区,滇中地区(小江断裂带),是印欧板块碰撞带的最东缘,在川西地区(鲜水河断裂带),鲜水河断裂带部分切穿整个岩石圈并深达上地幔。为了获得西藏碰撞造山带的深部信息并制约印-亚大陆碰撞期间的造山过程,侯增谦和李振清^[38]系统研究了藏南温泉氦释放的同位素地球化学特征。他们定义了两类氦同位素变化域,即幔源氦释放域($R/R_a=0.11 \sim 0.38$)和壳源氦释放域($R/R_a=0.017 \sim 0.072$)。他们发现幔源氦域与壳源氦域以在东西方向上以 89°E 为界,在南北方向上分别横跨雅江缝合带。他们提出,印度大陆板块总体呈斜向向北俯冲,但以 89°E 为界,东西两侧板片的俯冲方式不同。在 89°E 以西,向北北东方向缓角度俯冲的板片可能已越过雅江缝合带到达班公-怒江缝合带,而在 89°E 以东,可能由于俯冲板片沿亚东-谷露裂谷发生撕裂,板片俯冲角度变陡,整体上未跨过雅江缝合带。李振清等^[39]则从另一个角度探讨了藏南上地壳内的地震亮点和低速高导层的性质。他们认为该低速高导层为硅酸盐岩浆熔体,而不是以水为主的流体,这为部分熔融层的存在提供了佐证。他们进一步讨论了这些部分熔融层对热泉流体系统的驱动热机作用,并根据热泉分布和热泉流体的温度场限定了这些部分熔融层的空间分布范围。

在震害学方面,杜建国等^[40]讨论了川西地区的温泉气体的来源和地震活动之间的关系。他们认为,鲜水河断裂带(XFZ)和龙门山断裂带(LFZ)的温泉氦气部分来自地幔,并有地壳氦和大气氦的混合,而安宁河断裂带(AFZ)温泉氦气主要来自地壳并有地幔氦和大气氦的混合。除了汶川(No. 18)

外,温泉逸出气中的 CO₂ 绝大部分来自上地幔。而汶川于 2008 年 5 月 12 日发生了 8.0 级大地震,他们认为位于断裂带较活动区段的温泉有更高的温度,构造活动越活跃的地区,其温泉逸出气的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值越高,地震发生的频率越大;局部地热异常是由于深部流体的向上运移造成的,深部流体的向上运移有利于通过地震释放地球内部能量。他们的研究成果说明,He 和 CO₂ 这样的温泉气体是地震和构造活动重要的地球化学指标。

致 谢:感谢郭正府、樊祺诚两位研究员对本文提出的建设性修改意见。

参考文献 (References):

- [1] Uyeda S. Continental drift, sea-floor spreading, and plate/plume tectonics [M]. International Geophysics, 2002, 81 (Part 1): 51-67.
- [2] Molchanov O A, Uyeda S. Upward migration of earthquake hypocenters in Japan, Kurile-Kamchatka and Sunda subduction zones[J]. Physics and Chemistry of the Earth, 2009, 34 (6-7): 423-430.
- [3] Lallemand S, Funiello F. Subduction zone geodynamics[A]. Frontiers in Earth Sciences[M]. Heidelberg: Berlin, Springer-Verlag: ISBN 978-3-540-87971-8, DOI: 10.1007/978-3-540-87974-9.
- [4] Maruyama S, Okamoto K. Water transportation from the subducting slab into the mantle transition zone[J]. Gondwana Research, 2007, 11: 148-165.
- [5] Ohtani E, Litasov K, Hosoya T, Kubo T, Kondo T. Water transport into the deep mantle and formation of a hydrous transition zone[J]. Phys. Earth Planet. Inter., 2004, 143: 255-269.
- [6] Kawakatsu H, Watada S. Seismic evidence for deep-water transportation in the mantle[J]. Science, 2007, 316: 1468-1471.
- [7] Kelbert A, Schultz A, Egbert G. Global electromagnetic induction constraints on transition-zone water content variations [EB/OL]. 2009, 460, doi: 10.1038/nature08257.
- [8] Williams Q, Hemley R J. Hydrogen in the deep Earth[J]. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 2001, 29: 365-418.
- [9] Bercovici D, Karato S. Whole-mantle convection and the transition-zone water filter[J]. Nature, 2003, 425: 39-44.
- [10] Terabayashi M, Okamoto K, Yamamoto H, Chan Y C. Thematic section: Fluid-rock interaction in the bottom of the inland seismogenic zone—preface [J]. Island Arc, 2010, 19: 1-3.
- [11] Zhao D, Kanamori H, Hegishi H. Tomography of source area of the 1995 Kobe earthquake: Evidence for fluids at the hypocenter[J]. Science, 1996, 274: 1891-94.
- [12] Zhao D P, Santosh M, Yamada A. Dissecting large earth-

- quakes in Japan: Role of arc magma and fluids[J]. *Island Arc*, 2010, 19: 4—16.
- [13] Zhao D P, Pirajno F, Dobretsov N L, Liu L. Mantle structure and dynamics under East Russia and adjacent regions[J]. *Russian Geology and Geophysics*, 2010, 51: 925—938.
- [14] Zhao D P, Yu S, Ohtani E. East Asia: Seismotectonics, magmatism and mantle dynamics[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2010, doi:10.1016/j.jseas.2010.11.013.
- [15] Trieloff M, Kunz J. Isotope systematics of noble gases in the Earth's mantle: Possible sources of primordial isotopes and implications for mantle structure[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2005, 148: 13—38.
- [16] Graham D W. Noble gas isotope geochemistry of mid-ocean ridge and ocean island basalts: Characterization of mantle source reservoirs[A]. Porcelli D, Ballentine C J, Wieler R. Noble gases in geochemistry and cosmochemistry, reviews in mineralogy and geochemistry[M]. Mineralogical Society of America, Washington, D. C. August 2002: 247—318.
- [17] Farley K A, Neroda E. Noble gases in the earth's mantle [J]. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1998, 26: 189—218.
- [18] Van Soest M C, Hilton D R, Kreulen R. Tracing crustal and slab contributions to arc magmatism in the Lesser Antilles island arc using helium and carbon relationships in geothermal fluids[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1998, 62: 3323—3335.
- [19] Ozima M. Noble gas state in the mantle[J]. *Reviews of Geophysics*, 1994, 32: 405—426.
- [20] Hilton D R, Hammerschmidt K, Teufel S, Friedrichsen H. Helium isotope characteristics of Andean geothermal fluids and lavas[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1993, 120: 265—282.
- [21] Lupton J E. Terrestrial inert-gases-isotope tracer studies and clues to primordial components in the mantle[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1983, 11: 371—414.
- [22] Shaw A M, Hauri E H, Fischer T P, Hilton D R, Kelley K A. Hydrogen isotopes in Mariana arc melt inclusions: Implications for subduction dehydration and the deep-Earth water cycle[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, 275: 138—145.
- [23] 陈辉. 氦在地球演化过程中的同位素分馏[J]. *地质科学*, 1996, 31(3): 238—247.
- Chen Hui. Hydrogen isotope fractionation in evolution of the Earth[J]. *Scientia Geologica Sinica*, 1996, 31(3): 238—247. (in Chinese with English abstract)
- [24] Horiguchi K, Ueki S, Sano Y, Takahata N, Hasegawa A, Igarashi G. Geographical distribution of helium isotope ratios in northeastern Japan[J]. *Island Arc*, 2010, 19: 60—70.
- [25] 赵慈平, 冉华, 陈坤华. 由相对地热梯度推断的腾冲火山区现存岩浆囊[J]. *岩石学报*, 2006, 22(6): 1517—1528.
- Zhao Ciping, Ran Hua, Chen Kunhua. Present-day magma chambers in Tengchong volcano area inferred from relative geothermal gradient [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2006, 22(6): 1517—1528. (in Chinese with English abstract)
- [26] Zhang G P, Liu C Q, Liu H, Jin Z S, Han G L, Li L. Geochemistry of the Rehai and Ruidian geothermal waters, Yunnan Province, China [J]. *Geothermics*, 2008, 37(1): 73—83.
- [27] 刘虹, 张国平, 金志升, 刘丛强, 韩贵琳, 李玲. 云南腾冲地区地热流体的地球化学特征[J]. *矿物学报*, 2009, 29(4): 496—501.
- Liu Hong, Zhang Guoping, Jin Zhisheng, Liu Congqiang, Han Guilin, Li Ling. Geochemical characteristics of geothermal fluid in Tengchong Area, Yunnan Province, China [J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 2009, 29(4): 496—501. (in Chinese with English abstract)
- [28] 邓紫娟. 云南省腾冲火山区热海地热水化学和同位素特征[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2009.
- Deng Zijuan. Chemical and isotopic characteristics of Rehai geothermal field in Tengchong, Yunnan[D]. Beijing: China University of Geosciences(Beijing), 2009. (in Chinese with English abstract)
- [29] Du J G, Liu C Q, Fu B H, Ninomiya Y, Zhang Y L, Wang C Y, Wang H L, Sun Z G. Variations of geothermometry and chemical-isotopic compositions of hot spring fluids in the Rehai geothermal field, southwestern China[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2005, 142(3—4): 243—261.
- [30] Shangguan Z G, Zhao C P, Li H Z, Gao Q W, Sun M L. Evolution of hydrothermal explosions at Rehai geothermal field, Tengchong volcanic region, China[J]. *Geothermics*, 2005, 34(4): 518—526.
- [31] Zhao C P, Shangguan Z G, Chen K H, Xu S. Conceptual model of hydrothermal explosion in Rehai Geothermal Field, Tengchong volcanic-geothermal area, southwest China[J]. *Earthquake Research*, 2004, 27(S2): 101—112.
- [32] 上官志冠, 武成智. 中国休眠火山区岩浆来源气体地球化学特征[J]. *岩石学报*, 2008, 24(11): 2638—2646.
- Shangguan Zhiguan, Wu Chengzhi. Geochemical features of magmatic gases in the regions of dormant volcanoes in China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2008, 24(11): 2638—2646. (in Chinese with English abstract)
- [33] 赵慈平. 腾冲火山区现代幔源氮释放特征及深部岩浆活动研究[D]. 北京: 中地震局地质研究所, 2008.
- Zhao Ciping. Mantle-derived Helium release characteristics and deep magma chamber activities of present day in the Tengchong volcanic area[D]. Beijing: Institute of Geology, China Earthquake Administration, 2008: 1—125. (in Chinese with English abstract)
- [34] 上官志冠, 赵慈平, 高玲. 中国活动火山区甲烷的碳同位素研究[J]. *岩石学报*, 2006, 22(6): 1458—1464.
- Shangguan Zhiguan, Zhao Ciping, Gao Lin. Carbon isotopic compositions of the methane derived from magma at the active volcanic regions in China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2006, 22(6): 1458—1464. (in Chinese with English abstract)