青藏高原东缘鲜水河-安宁河断裂带深源气体释放

徐胜^{1*}, 管芦峰¹, 张茂亮¹, 钟君¹, 刘伟¹, 谢显刚¹, 刘丛强¹, Naoto TAKAHATA², Yuji SANO^{1,2}

1. 天津大学地球系统科学学院, 天津 300072;

2. Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, Kashiwa, Chiba 277-8564, Japan

* 通讯作者, E-mail: sheng.xu@tju.edu.cn

收稿日期: 2021-03-12; 收修改稿日期: 2021-06-06; 接受日期: 2021-06-29; 网络版发表日期: 2021-09-06

中国地震科学实验场项目(编号: 2019CSES0104)和国家自然科学基金项目(批准号: 41930642)资助

摘要 青藏高原东南缘分布的大规模超壳走滑断裂带和中-高温地热区释放大量深源气体. 鲜水河-安宁河断裂带温泉水和逸出气体的化学和同位素组成分析结果显示, 该断裂带的水-岩相互作用显著, 深源含碳流体强烈释放, 是研究大陆碰撞造山带巨型走滑断裂系统深源CO₂释放的重要地区. $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 和 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值显示温泉水主要来源于不同补给高度的大气降水循环; 水-岩相互作用过程中, 区域蒸发盐、碳酸盐和钠硅酸盐矿物的溶解作用导致温泉水显著富集Na⁺和HCO₃⁻. 温泉逸出气体³He/⁴He比值为大气的0.025~2.73倍, 局部地区显示强烈的幔源He释放: ³He/⁴He比值在断裂密集分布的康定地区最高, 并以此为中心向断裂带延伸和垂直方向递减. 溶解无机碳(Dissolved inorganic carbon, DIC)浓度变化范围为2~42 mmol L⁻¹, $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 值为-4.0~1.3‰, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值为-7.2~-3.6‰, $\Delta^{14}\text{C}_{\text{DIC}}$ 值为-997~-909‰. 结合地球化学与区域地质资料, 认为CO₂来源主要包括深部的上地幔和变质碳酸盐岩, 以及近地表的海相碳酸盐岩和有机质. 质量平衡混合模型计算结果显示, 平均11±6%的溶解碳来源于浅层碳酸盐矿物的溶解作用, 9±8%为沉积有机质热解成因, 80±9%来自深部变质成因和幔源CO₂. 其中, 安宁河断裂带深源CO₂主要为单一的变质成因碳; 而在鲜水河断裂带深源CO₂中, 约12%和88%分别源自地幔和变质成因碳. 康定地热田平均深源CO₂通量为160 t a⁻¹, 如果推算至青藏高原东南缘各类断裂带内的所有温泉, 区域深源CO₂通量将达到10⁵ t a⁻¹量级. 这一初步结果表明, 非火山区深源CO₂释放量在全球范围深源碳释放总量中占有相当的份额, 需要引起重视和深入研究.

关键词 温泉, 流体地球化学, 深源碳释放, 鲜水河-安宁河断裂带, 青藏高原

1 引言

地球系统的碳大部分都赋存在地球内部(DePaolo, 2015), 并且主要以CO₂的形式通过不同类型的构造环

境从地球内部向大气释放(Lee等, 2019; Bekaert等, 2021), 由此可能导致板块构造运动通过调节大气CO₂浓度水平, 成为数百万年时间尺度上全球气候变化的重要驱动力之一(McKenzie等, 2016; Plank和Manning,

中文引用格式: 徐胜, 管芦峰, 张茂亮, 钟君, 刘伟, 谢显刚, 刘丛强, Takahata N, Sano Y. 2022. 青藏高原东缘鲜水河-安宁河断裂带深源气体释放. 中国科学: 地球科学, 52(2): 291-308, doi: 10.1360/SSTe-2021-0062

英文引用格式: Xu S, Guan L, Zhang M, Zhong J, Liu W, Xie X, Liu C, Takahata N, Sano Y. 2022. Degassing of deep-sourced CO₂ from Xianshuihe-Anninghe fault zones in the eastern Tibetan Plateau. Science China Earth Sciences, 65(1): 139-155, <https://doi.org/10.1007/s11430-021-9810-x>

2019). 因此, 定量评估不同类型构造环境中深源CO₂释放通量, 对于科学合理地建立全球范围内碳收支和气候变化之间的联系至关重要。

大量研究表明, 大洋中脊和岛弧环境的火山活动对深部碳释放具有重要作用(Isson等, 2020), 但对大陆构造环境深源CO₂的释放特征却知之甚少。事实上, 大陆环境的活动伸展构造为大量深源CO₂向大气释放提供了有利条件(Tamburello等, 2018; Muirhead等, 2020)。已有观测结果表明, 大陆活动伸展构造环境中富含CO₂的流体(例如, 温泉水和逸出气体)和土壤CO₂释放现象非常普遍(Lee等, 2016; 张健等, 2017)。例如, 最新估算的东非裂谷系(面积约 $1.62 \times 10^5 \text{ km}^2$)土壤CO₂通量为 $(7.1 \pm 3.3) \times 10^7 \text{ t a}^{-1}$, 被认为与全球大洋中脊的CO₂总释放量相当(Lee等, 2016), 从而清楚地表明伸展构造对深部碳释放具有重要意义(Foley和Fischer, 2017)。与此类似, 新生代以来印度和欧亚大陆板块的碰撞, 导致青藏高原同样具有大规模的以裂谷为代表的活动伸展构造特征(Yin和Harrison, 2000)。这些有利的构造条件与大陆碰撞造山带特有的巨厚含碳地层使得青藏高原伸展构造环境具有显著的深源CO₂释放潜力, 完全可能与东非裂谷系统相媲美(Tamburello等, 2018)。张健等(2017)调查结果显示, 青藏高原南部拉萨地块谷露-亚东裂谷带(面积约 2600 km^2)的土壤CO₂释放通量高达 $1.5 \times 10^7 \text{ t a}^{-1}$ 。然而, 印度-亚洲大陆碰撞造山带伸展构造背景的CO₂释放通量估算研究总体上仍非常匮乏。

除了与裂谷有关的伸展构造外, 大规模走滑断裂带也被认为是深源CO₂释放的有利场所。特别是与挤压应力状态下的逆断层相比, 走滑断裂带具有较大的切割深度和较高的渗透性, 能够促进地幔流体向地表的快速运移(Umeda等, 2013)。例如, 在北美的圣安德列斯断裂(Kennedy等, 1997)、日本的中构造线(Doğan等, 2006)、土耳其的北安纳托利亚断裂(Doğan等, 2009), 以及青藏高原喀喇昆仑断裂(Klemperer等, 2013), 均已观测到幔源组分与断裂之间的密切关系。大量观测事实显示, 青藏高原存在大规模水热活动和强烈的深源He、CO₂等气体释放(Du等, 2006; Klemperer等, 2013; Zhou等, 2015, 2017), 并且受到深大断裂带的严格控制。尽管已有学者开展了一些深源CO₂通量研究(杨立铮等, 1999; Becker等, 2008; Evans等, 2008), 但由于样品类型和地球化学示踪指标相对单一

等原因, 对深源和浅源CO₂的定量区分研究仍然相对匮乏。特别是对于幅员辽阔、地质构造条件极其复杂的青藏高原而言, 需要在更大范围内针对不同类型含碳物质(气态、液态、固态)开展多元素-同位素示踪体系研究, 在定量获得不同空间尺度的深源CO₂释放量的基础上, 揭示青藏高原深部碳释放总量及其对全球自然碳释放的贡献。

鲜水河-安宁河断裂带是青藏高原东缘最重要的走滑断裂系统之一(图1), 在大地构造位置上位于松潘-甘孜、川滇和华南地块的交界地带(Yin和Harrison, 2000), 是研究青藏高原边界断裂系统碳循环过程的关键地区, 对于深入认识大陆碰撞造山带深部碳释放特征与机理具有重要意义。本研究聚焦鲜水河-安宁河断裂带出露的温泉水和逸出气体, 利用多元素和同位素组成分析和定量计算模型, 结合区域地质和地球物理背景资料, 估算青藏高原东南缘活动断裂带的深源CO₂释放通量, 为定量评价印度-亚洲大陆碰撞造山带深源碳释放规模提供依据。

2 地质背景

新生代印度-欧亚板块碰撞以来, 青藏高原内部地壳物质向东挤压被认为是区域主要构造特征之一(Bai等, 2010), 并在松潘-甘孜、川滇和华南地块边界发育了一系列走滑断裂带(Legendre等, 2015)。其中, 川滇菱形块体的北部和东部边界断裂为鲜水河-小江断裂带, 而西部和南部边界断裂为金沙江-红河断裂带(图1)。鲜水河-小江断裂带是由西北端鲜水河断裂带、中部安宁河断裂带和南端小江断裂带组成的弧形左旋断裂系, 它是中国最为活跃的断裂带之一, 具有复杂的地壳剪切变形历史。

鲜水河断裂带是一个北西向的左旋走滑断裂系统, 长约400km, 地表附近断裂带倾角为70°~80°, 左旋水平位移量达60km, 断裂带第四纪左旋滑动速率约为 18 mm a^{-1} (Wang等, 2011; Li等, 2014)。区域地层主要包括广泛出露于川西坳陷两侧由变形变质长石石英砂岩、凝灰质砂岩、粉砂岩和泥岩组成的三叠系岩石, 以及出露于断裂带东侧由浅变质砂岩、板岩、石灰岩透镜体、石灰岩和变质石英砂岩组成的前寒武纪和古生代岩石。鲜水河断裂带广泛分布有晚中生代-新生代花岗岩和闪长岩侵入体。鲜水河断裂带在四川省石棉

图 1 青藏高原东缘地貌和主要活动断裂带分布图

SGB, 松潘-甘孜地块; CDB, 川滇地块; SCB, 华南地块

县附近与安宁河断裂带相连, 安宁河断裂带从石棉延伸至西昌约160km. 安宁河断裂带由前第四纪地质作用继承的南北向断裂形成, 它穿过复杂的前寒武纪、古生代和中生代地质单元, 包括石英岩、大理岩、白云石、变质砂岩、碳酸盐岩、基性和酸性火山岩. 安宁河断裂带两侧广泛出露晚中生代-新生代花岗岩、闪长岩和少量超基性侵入岩. 安宁河断裂带第四纪左旋滑动速率约为 6mm a^{-1} (Wang等, 2011; Li等, 2014).

鲜水河-安宁河断裂带是青藏高原东缘重要的中高温地热带之一, 主要水热活动在道孚-炉霍、八美、

中谷、康定、榆林宫、磨西等地区呈带状分布(Luo等, 2017). 地热区的主要热源被认为来源于新近纪岩浆活动(18~12Ma)的余热、花岗岩类的放射性热和走滑摩擦等(Qi等, 2017; Tang等, 2017). 地球物理和地球化学数据显示存在较高的热流($\sim 66\text{mW m}^{-2}$), 其中地壳热流占总热流值的比率为47~61%(Tang等, 2017).

青藏高原东缘断裂带地热流体的化学和同位素组成作为地球化学示踪剂, 被广泛应用于地热资源的勘探和开发, 以及地震学研究, 特别是鲜水河断裂带的地热活动研究受到极大的关注. 这些研究主要涉及水

文地球化学演化、储层温度和地热水补给来源等研究内容(Shi等, 2017; Luo等, 2017; Wang等, 2019; Guo等, 2020). 在CO₂来源解析方面, 前人研究(杨立铮等, 1999; 刘再华等, 2000; Guo等, 2017)主要利用单一的碳同位素组成分析, 指出鲜水河断裂带CO₂来源于变质成因和岩浆来源CO₂的混合作用。

3 样品和实验方法

2019年10月, 对鲜水河-安宁河断裂带进行了野外地质考察, 并采集了11个温泉水样品和与之对应的温泉逸出气体样品(图1). 首先, 通过0.45μm醋酸纤维素滤膜过滤温泉水, 将其储集于高密度聚乙烯瓶中. 在实验室分析之前, 所有水样都储存在4℃环境. 采用排水取气法采集气体样品, 将塑料漏斗倒置于水面以下, 使用手动抽气装置连续冲洗连接管, 最终将气体储集于带有两个端阀的玻璃瓶中, 以尽量减少空气污染. 在野外现场, 利用多参数水质分析仪(德国WTW公司Multi 3630 IDS型号)测定水温、pH和电导率等参数. 用0.02mol L⁻¹盐酸滴定法测定总碱度, 根据质量作用关系和相对平衡常数计算溶解无机碳(Dissolved inorganic carbon, DIC)含量. 表1中汇总了鲜水河-安宁河断裂带内采样地点信息和现场测量结果, 代表性温泉的出露地层示意图如网络版附图S1(<http://earthn.scichina.com>)所示.

所有温泉水样品的实验室分析均在天津大学地球系统科学学院完成. 分别使用电感耦合等离子体发射光谱仪(美国Agilent公司5110 ICP-OES型号)和离子色谱仪(美国Diones公司ICS90型号)测量主要阳离子和阴离子浓度. 离子检测结果的总体误差均在5%以内.

温泉水的氢和氧同位素组成通过液体/水同位素分析仪(美国Picarro公司L2140-i型号)进行. 氢和氧同位素组成采用δ(‰)表示, 定义为相对于全球标准平均海水(V-SMOW)的差异(‰):

$$\delta^{18}\text{O} \text{ 或 } \delta\text{D}(\text{‰}) = (R_{\text{sample}} / R_{\text{standard}} - 1) \times 1000, \quad (1)$$

式中, R_{sample} 和 R_{standard} 分别表示样品和标准的¹⁸O/¹⁶O或²H/¹H比值. $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 和 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 的分析精度(1σ)分别为±0.3‰和±1‰.

对于DIC的稳定碳同位素分析, 首先用注射器将

约20mL水样注入到盛有85%磷酸和条形磁铁的预真空瓶中. DIC与酸反应所产生的CO₂通过真空系统在不同温度下与H₂O分离, 进行CO₂净化. 将净化后的CO₂导入同位素比值质谱仪(IRMS, 德国Finnigan公司MAT 253 Plus型号)测量¹³C/¹²C比值, 并根据国际V-PDB标准用δ¹³C_{DIC}(‰)表示. 实验室工作标准的重复测量结果显示其分析误差为±0.1‰.

对于DIC的放射性碳同位素(Δ¹⁴C_{DIC})分析, 使用真空封管钨还原法将部分上述净化后的CO₂进行石墨化(Xu等, 2007). 利用0.5MV加速器质谱仪(AMS, 美国NEC公司1.5SDH-1型号)测定¹⁴C/¹²C比值. 实验室标准的重复测量结果表明, ¹⁴C/¹²C比值的精确度和准确度均为0.3%. 利用AMS在线测量的¹³C/¹²C比值对质量差异导致的碳同位素分馏效应进行校正. 放射性碳同位素组成以Δ¹⁴C_{DIC}表示, 其定义为

$$\Delta^{14}\text{C}_{\text{DIC}}(\text{‰}) = \left({}^{14}\text{C}_{\text{sample}} / {}^{14}\text{C}_{\text{standard}} - 1 \right) \times 1000, \quad (2)$$

式中, ¹⁴C_{sample}和¹⁴C_{standard}分别为经过碳同位素质量分馏校正后、归一化到公元1950年时的样品和标准的放射性比活度. 例如, 与1950年Δ¹⁴C=0‰相比, 现代样品富集¹⁴C, 其Δ¹⁴C呈现高值; 而古老样品则贫乏¹⁴C, 其Δ¹⁴C呈现低值.

所有气体样品的实验室分析均在东京大学大气海洋研究所进行(Kagoshima等, 2016). 用四极质谱仪(QMS)测定气体的化学成分, 实验室工作标准气体的重现性约为10%(2σ). 使用色谱-同位素比值质谱(GC-IRMS)系统(德国Isoprime公司IsoPrim100和vario-EA型号)测量CO₂、CH₄、N₂的碳或氮同位素组成(δ¹³C_{CO₂}、δ¹³C_{CH₄}、δ¹⁵N_{N₂}). 以氢气作为载气, 利用毛细管气相色谱柱逐次分离CO₂、CH₄和N₂, 并导入同位素比值质谱仪进行相应的¹³C/¹²C或¹⁵N/¹⁴N比值测定. 以国际V-PDB样品或空气作为标准, δ¹³C_{CO₂}、δ¹³C_{CH₄}或δ¹⁵N_{N₂}用‰表示. 对实验室工作标准的重复测量表明, 它们的总分析误差约为0.3‰. 对于氮同位素测量, 将约1cm³的STP气体样品导入全金属高真空系统, 然后利用液氮温度(-196℃)活性炭冷阱和高温钛吸气泵, 去除He和Ne以外的活性气体和稀有气体(Ar、Kr和Xe). 利用QMS在线测定样品中⁴He/²⁰Ne比值后, 在低温40K(-233.5℃)下吸附固定Ne. 将系统中仅存的

表 1 鲜水河-安宁河断裂带温泉信息及野外参数测量结果

序号	样品号	地点	断裂带	经度	纬度	温度(°C)	pH	电导率(mS cm ⁻¹)	露头情况
1	ZGC1904	康定	鲜水河	101.8724°E	30.2619°N	56.5	6.36	1.31	三叠系变质岩
2	XK1901	康定	鲜水河	101.8836°E	30.2500°N	58.5	6.82	2.04	三叠系变质岩
3	EDQ1901	康定	鲜水河	101.9511°E	30.0851°N	41.1	6.22	1.88	泥盆系灰岩
4	LTG1901	康定	鲜水河	101.9590°E	29.9764°N	71.0	6.56	2.57	侏罗系-中新世花岗岩
5	GD1901	康定	鲜水河	101.9628°E	29.9490°N	74.0	6.75	1.74	侏罗系-中新世花岗岩
6	EHYD1901	泸定	鲜水河	102.0283°E	29.5869°N	58.5	6.03	0.86	侏罗系-中新世花岗岩
7	WD1901	石棉	鲜水河	102.1423°E	29.5341°N	65.0	6.41	2.11	侏罗系-中新世花岗岩
8	CK1901	石棉	鲜水河	101.9632°E	29.3872°N	40.3	6.16	0.95	侏罗系-中新世花岗岩
9	GYH1901	石棉	安宁河	102.3927°E	29.0218°N	56.5	9.18	0.54	前寒武系地层
10	MN1901	冕宁	安宁河	102.2379°E	28.5756°N	30.5	8.26	4.37	第四系冲积物
11	HM1901	喜德	安宁河	102.2433°E	28.0850°N	48.9	6.61	1.61	第四系冲积物

He导入稀有气体质谱仪(德国Thermo Scientific公司Helix SFT型号),在静态真空条件下,同时对³He和⁴He进行检测.实验室工作标准品的重复测量显示,³He/⁴He比值测量的总体误差约为2%(2σ).

4 结果

如表1所示,本研究关注的鲜水河-安宁河断裂带内温泉(分别编号为1~11)水温介于30~74°C; pH变化范围为6.0~9.2,其中安宁河断裂带上的两个样品(9号和10号)的pH相对较高(8.3~9.2),而其余样品具有较低的pH(6.0~6.8).电导率值介于0.5~4.4 mS cm⁻¹,具有最高值(4.37 mS cm⁻¹)的样品(10号)采自地下1180 m深井.在鲜水河断裂带的三个温泉点(3号、4号和5号)进行了温泉水流量现场观测,结果分别为2.7、4.9和4.3 L s⁻¹.

4.1 水化学和同位素组成

温泉水化学和同位素组成的分析结果如表2所示.温泉水中主要离子的浓度(mmol L⁻¹)变化范围为: K⁺ 0.1~1.7、Na⁺ 2~47、Ca²⁺ 0.078~7.6、Mg²⁺ 0.05~2、DIC 2~43、Cl⁻ 0.1~45、SO₄²⁻ 0.05~3.其中,Na⁺离子是温泉水中的主要阳离子,大多数样品具有富含HCO₃⁻、缺乏SO₄²⁻、基本不含NO₃⁻的特征.总体而言,本研究获得的温泉水化学组成与前人分析结果基本一致(Luo

等, 2017; Shi等, 2017; Guo等, 2020).如图2所示,根据主要离子浓度,可将温泉水分为三种主要类型: Na⁺-HCO₃⁻型(样品1~2、4~7、9和11)、Ca²⁺-HCO₃⁻-Cl⁻型(样品3和8)和Na⁺-Cl⁻型(样品10).方解石饱和度变化范围为-0.02~0.6(表2),表明大部分温泉水中方解石处于过饱和状态,这与许多泉水出口处有钙华堆积物的观测结果一致.温泉水中CO₂分压(P_{CO₂})在0.0001~0.99 atm范围内(1 atm=1.01325×10⁵ Pa);除安宁河断裂带内两个样品(9号和10号)外,其他样品的P_{CO₂}值远远高于大气中CO₂分压值,表明温泉水中溶解CO₂的显著脱气.

δ¹⁸O_{H₂O}和δD_{H₂O}值的变化范围分别为-16.5~-10.7‰和-127~-78‰,与前人研究结果在一定的可信范围内相互重叠(Guo等, 2017).温泉水的δ¹³C_{DIC}值在-6.9~+1.3‰变化,具有富集¹³C的特征.Δ¹⁴C_{DIC}值介于-909~-997‰,与现代大气Δ¹⁴C_{CO₂}值(1950年以来Δ¹⁴C>0‰)相比,鲜水河-安宁河断裂带的温泉水中明显缺乏¹⁴C.

4.2 气体化学和同位素组成

温泉逸出气体的化学和同位素组成的分析结果如表3所示.作为温泉气的主要气体成分,CO₂和N₂的变化范围分别为0.1~96%和1~94%.据此可将温泉气体划分为三种类型: CO₂型(样品3~6)、N₂型(样品9和10)和

表 2 鲜水河-安宁河断裂带温泉水化学和同位素组成

序号	样品号	Ca ²⁺ (mmol L ⁻¹)	Mg ²⁺ (mmol L ⁻¹)	K ⁺ (mmol L ⁻¹)	Na ⁺ (mmol L ⁻¹)	SO ₄ ²⁻ (mmol L ⁻¹)	Cl ⁻ (mmol L ⁻¹)	DIC (mmol L ⁻¹)	CO ₂ (mmol L ⁻¹)	HCO ₃ ⁻ (mmol L ⁻¹)	CO ₃ ²⁻ (mmol L ⁻¹)	Slc	P _{CO₂} (atm)	δ ¹⁸ O _{H₂O} (‰)	δD _{H₂O} (‰)	δ ¹³ C _{DIC} (‰)	Δ ¹⁴ C _{DIC} (‰)
1	ZGC1904	2.51	0.66	1.72	11.10	0.08	1.24	25.3	11.7	13.61	0.002	0.10	0.65	-15.4	-113	-0.4	-982.3
2	XK1901	1.90	0.70	0.83	16.60	0.06	3.22	27.6	6.3	21.21	0.010	0.60	0.37	-16.5	-127	1.3	-996.1
3	EDQ1901	7.63	2.14	0.53	5.65	1.09	1.29	42.5	23.1	19.46	0.002	0.31	0.99	-14.8	-110	-0.4	-986.8
4	LTG1901	1.52	1.44	1.27	22.32	0.05	8.84	36.9	13.7	23.16	0.006	0.39	0.92	-15.8	-125	-0.3	-997.2
5	GD1901	1.72	0.70	1.00	13.96	0.55	7.94	17.5	4.9	12.55	0.005	0.48	0.34	-14.5	-111	0.2	-996.2
6	EHYD1901	1.51	0.19	0.45	6.54	0.59	1.30	21.3	13.8	7.48	0.001	-0.62	0.80	-14.9	-107	-6.9	-988.2
7	WD1901	3.72	1.73	0.91	13.17	1.81	6.78	27.0	12.0	15.04	0.003	0.39	0.75	-10.7	-78	-1.2	-988.4
8	CK1901	3.12	0.780	0.25	3.86	0.21	0.800	22.3	12.9	9.42	0.001	-0.32	0.54	-14.5	-105	-0.2	-963.5
9	GYH1901	0.07	0.001	0.10	4.71	0.32	1.73	1.6	0.002	1.46	0.157	0.37	0.0001	-14.4	-106	-0.9	-908.9
10	MN1901	0.58	0.001	0.26	37.04	0.05	44.91	3.1	0.04	2.99	0.028	0.39	0.001	-14.3	-110	-4.0	-943.5
11	HM1901	2.48	1.25	1.11	8.77	2.89	5.30	11.8	3.8	7.99	0.002	-0.02	0.19	-14.3	-109	-1.7	-983.1

表 3 鲜水河-安宁河断裂带温泉逸出气体化学和同位素组成

序号	样品号	CO ₂ (%)	CH ₄ (%)	N ₂ (%)	O ₂ (%)	Ar(%)	He(ppm)	δ ¹³ C _{CO₂} (‰)	δ ¹³ C _{C₂H₄} (‰)	δ ¹⁵ N _{N₂} (‰)	³ He/ ⁴ He (R/R _A)	⁴ He/ ²⁰ Ne	³ He/ ⁴ He (R _C /R _A)	CO ₂ / ³ He (×10 ⁹)
1	ZGC1904	46.7	1.96	42.7	8.2	0.41	12	-4.0			1.54	5	1.57	18
2	XK1901	14.7	0.120	67.0	17.5	0.74	5	-3.6		-0.2	0.833	1.7	0.796	28
3	EDQ1901	91.2	0.66	8.0	0.04	0.17	18	-4.9			2.48	14	2.51	14
4	LTG1901	95.4	1.11	2.60	0.83	0.05	5	-4.4			1.62	10	1.64	93
5	GD1901	95.7	2.80	1.44	0.06	0.02	30	-3.9			2.72	70	2.73	8.3
6	EHYD1901	91.1	2.39	6.2	0.15	0.20	33	-4.1			1.41	31	1.41	14
7	WD1901	16.5	0.05	66.0	16.8	0.69	3.6	-6.6			1.08	0.3		
8	CK1901	30.5	7.69	60.6	0.39	0.78	837	-4.3		0.3	0.878	58	0.878	0.3
9	GYH1901	0.07	0.79	94.3	1.35	1.59	19460				0.063	591	0.063	0.0004
10	MN1901	1.65	38.8	54.0	1.28	1.64	26150		-35.5	0.2	0.025	3389	0.025	0.018
11	HM1901	14.6	1.03	81.3	0.01	1.09	19901	-7.2			0.094	792	0.094	0.056

图2 鲜水河-安宁河断裂带温泉水化学成分分类图

箭头表示相应成分从0%增至100%。红框中的数字代表样品序号

CO₂-N₂混合型(样品1、2、8和11)。Ar浓度介于0.02~1.6%，若干样品的Ar浓度远远高于大气值(0.93%)；N₂/Ar比值为33~105，平均值为67±25，介于大气值(84)和大气溶解组分值(38)之间。三个样品中氮气的 $\delta^{15}\text{N}_{\text{N}_2}$ 值在-0.2~+0.3‰，与大气N₂的同位素组成基本一致，反映了N₂和Ar的大气来源。CO₂型气体相对富集¹³C，其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值介于-7.2~-3.6‰。与DIC的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 值相比，除6号样品的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 值远远低于 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值外，其他样品的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值比 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 值低约4~8‰。此外，10号样品含有高达39%的CH₄，其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ 值为-35.5‰，与四川盆地热解成因天然气的CH₄碳同位素组成变化范围一致。

温泉中He的浓度变化极大(4~26150ppm，1ppm=μL L⁻¹；表3)，低值与大气He丰度基本一致，但高值可与中国目前为止在天然气和温泉气中观测到的数值相当。

³He/⁴He比值以 R/R_A 表示，其中 R_A 为大气中的³He/⁴He比值 1.4×10^{-6} 。鲜水河-安宁河断裂带温泉气体样品的³He/⁴He比值介于 $0.03R_A\sim 2.7R_A$ ，具有3个数量级的变化。样品⁴He/²⁰Ne比值范围为0.3~3390，最低值与大气值相当。图3显示 R/R_A 和⁴He/²⁰Ne之间的关系，除了7号样品位于大气端元附近以外，其他样品的⁴He/²⁰Ne比值都高于大气值。一般情况下，地表温泉环境中²⁰Ne来源于大气，因此可以对观测 R/R_A 值进行大气混染或污染校正(Sano和Marty, 1995)，大气混染或污染可能发生于近地表的大气稀有气体的溶解或采样过程中引入的大气污染。因此，大气校正的³He/⁴He比值(R_C/R_A)的变化范围为0.025~2.73(表3)；其中，7号样品的⁴He/²⁰Ne与大气值几乎一致，因而显示He来源于大气。类似地，除了7号样品外，其他样品的CO₂/³He比值的变化相差5个数量级($10^5\sim 10^{10}$)。此外，温泉水温度和pH与气体浓度以及同位素组成之间不存在明显的相关性。

温泉气体化学和同位素组成具有明显的空间分布

图3 鲜水河-安宁河断裂带及其他地区温泉气体 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 与 $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 结果对比

蓝色实线和红色实线分别代表大气(A)与地幔(M)和大气(A)与地壳(C)端元的混合, 黑色虚线代表大气(A)与不同地幔/地壳混合物(百分数为其中的幔源占比)端元之间的混合。数据来源: 喀喇昆仑断裂带(KKF; Klemperer等, 2013); 长白山火山区(实心三角形; Hahn等, 2008); 腾冲火山区(实心正方形; Xu等, 2004)

特征。鲜水河断裂带气体类型包括 CO_2 和 CO_2 - N_2 混合气体, 具有低He浓度(4~837ppm), 但高 R_C/R_A (>0.1)和 $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比值($0.3\sim 93\times 10^9$)。与此相比, 安宁河断裂带气体主要以 N_2 类型为主, 具有极高的He浓度(19460~26150ppm), 以及较低的 R_C/R_A 值(<0.1)和 $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比值($0.0004\sim 0.06\times 10^9$)。本研究的安宁河断裂带温泉气体样品只有一个 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 测量值(-7.2‰), 它比鲜水河断裂带样品(测量值范围为 $-6.6\sim -3.6\text{‰}$)相对富集 ^{12}C 。这些化学和同位素组成的空间分布特征可能反映了气体来源以及构造条件的差异性。

5 讨论

5.1 水的来源

图4展示了本研究中鲜水河-安宁河断裂带温泉水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 和 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 变化特征。结果显示, 温泉水、当地河水和融雪水样品基本位于全球大气降雨线(Global meteoric water line, GMWL)附近, 与前人研究结果一致(Guo等, 2017)。温泉水氢和氧同位素组成表明, 热水主要来源于不同补给高度的大气降雨, 并且指示水-岩

相互作用过程中水/岩石比值较大。个别样品(2号和4号)稍微向右偏离GMWL, 可能反映了包括局部蒸发作用、水-岩相互作用和不同来源的水相互混合等过程的影响。具体而言, 蒸发作用将导致 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 和 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 发生同步变化; 水-岩相互作用将导致水与岩石中氧同位素进行交换, 使得水中 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 变重(即图4中沿横轴方向从GMWL向右“漂移”)以及相应离子含量增高。由于样品数量有限且 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值变化不大, 难以从温泉水氧同位素数据本身判断水-岩相互作用的影响程度; 但较高的 HCO_3^- 浓度(2号 21mmol L^{-1} 和4号 23mmol L^{-1})和温泉水温度等观测结果表明水-岩相互作用发生的可能性。Evans等(2008)报道了尼泊尔Narayani地区变质石英中流体包裹体的 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 和石英脉 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 数据, 其变化范围分别是 $-60\sim -30\text{‰}$ 和 $+4\sim +14\text{‰}$ 。考虑到鲜水河-安宁河断裂带区域基岩中存在大量变质岩的地质背景, 少量变质水与大量现代大气降雨的混合也可能导致温泉水氢和氧同位素组成变化(图4)。

一般而言, 水热系统中的 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 主要来源于碳酸盐矿物(如方解石和白云石)的溶解作用:

方解石和白云石溶解将导致 $\text{Ca}^{2+}/\text{HCO}_3^-$ 和 $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})/\text{HCO}_3^-$ 摩尔比值均等于1。然而, 鲜水河-安宁河断裂带温泉水样品的 $\text{Ca}^{2+}/\text{HCO}_3^-$ 和 $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})/\text{HCO}_3^-$ 摩尔比值分别为 0.21 ± 0.11 和 0.26 ± 0.15 (即二者都明显小于1), 表明存在其他的 HCO_3^- 来源。此外, 鲜水河-安宁河断裂带温泉水中含有相当量的 SO_4^{2-} ($0.05\sim 3\text{mmol L}^{-1}$; 表2), 表明地层中的石膏等蒸发盐矿物溶解也可能向水热系统贡献 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 以及 SO_4^{2-} 离子。

Na^+ 与 K^+ 、 Cl^- 、 HCO_3^- 等离子之间存在明显的正相关关系, 其相关系数(R^2)分别为0.4、0.6和0.53。其中, Na^+ - K^+ - Cl^- 正相关性反映其浓度变化主要受控于水热系统中石盐等蒸发盐矿物的溶解作用。本研究中温泉水样品的 Na^+/Cl^- 摩尔比值均在1.7~8.9(平均值为 3.9 ± 0.3), 明显高于理论上石盐溶解导致的 Na^+/Cl^- 摩尔比值($=1$), 显示除石盐溶解作用之外的其他 Na^+ 来源。理论上, 钠硅酸盐矿物溶解和离子交换作用均可

图4 鲜水河-安宁河断裂带内温泉水的氧和氢同位素组成。GMWL(蓝线)表示全球大气降水的氢氧同位素组成。灰线表示大气降水与变质流体端元混合线。圆点表示当地河水和雪水。数据来源: 当地河水和融雪数据引自Guo等(2017), 变质流体数据引自Evans等(2008)

导致温泉水中的 Na^+ 富集。以钠长石溶解为例:

显然, 钠长石溶解过程将导致 $\text{Na}^+/\text{HCO}_3^-$ 摩尔比值等于1。扣除石盐溶解来源的 Na^+ 后, 鲜水河-安宁河断裂带温泉水样品的 $\text{Na}^+/\text{HCO}_3^-$ 摩尔比值变化范围为0.2~2(平均值小于1, 为 0.7 ± 0.5)。上述观测结果表明, 在考虑钠硅酸盐矿物溶解的情况下, 相对于由此导致的 Na^+ 离子富集而言, 水热系统中 HCO_3^- 离子的富集程度更高(即存在除碳酸盐矿物溶解以外的其他 HCO_3^- 来源)。此外, $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ 与 $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ 之间的离子交换作用导致的 $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ 富集和 $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ 亏损是水热系统中非常普遍的现象(Luo等, 2017), 它具有 $y = -x$ 的特征, 式中 $x = (\text{Na}^+ + \text{K}^+) - \text{Cl}^-$, 是扣除石盐溶解剩余的 $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 离子; 而 $y = (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) - (\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} + \text{SO}_4^{2-})$, 则是扣除碳酸盐岩和蒸发岩溶解剩余的 $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ 。尽管本研究样品结果并不具有 $y = -x$ 的特征, 但两者仍然具有明显的负相关关系($y = -5.5 - 0.86x$, $R^2 = 0.7$)。目前的数据不足以明确指示鲜水河-安宁河断裂带温泉水的 Na^+ 离子富集特征受控于单一的硅酸盐溶解或离子交换, 或二者的共同作用。更多样品的采集和分析将有助于这一问题的解决。

5.2 氦的来源

在自然界中, ^3He 是地球原始同位素之一, ^4He 主要形成于放射性元素U和Th的衰变。这一独特的地球化学特征使得 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值(R/R_A)具有极大的变化范围: 富含U和Th的地壳物质具有典型的放射性成因 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值($R/R_A < 0.1$; Ballentine等, 2002), 而亏损地幔的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 参考值为 $8 \pm 1 R_A$ (Graham, 2002)。实际应用中, $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值能够从定量和定性两个方面极其灵敏地揭示地壳和地幔来源He之间平衡变化。大量研究表明, 现今幔源He释放($R/R_A > 0.1$)与新生代火山活动具有密切关系, 但在一些挤压构造环境或非火山活动地区也能观测到幔源He强烈释放的现象(例如, Kennedy等, 1997; Doğan等, 2009; Umeda等, 2013; Klemperer等, 2013)。需要注意的是, 高于地壳 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 参考值、具有过剩 ^3He (即 $R/R_A > 0.1$)的气体可能有多种来源, 包括: (1) 地下水系统中人为成因氚(^3H)通过 $^3\text{H}(\beta^-)^3\text{He}$ 反应衰变产生的氚成因 ^3He ; (2) 通过地壳中富锂矿物的核反应 $^6\text{Li}(n, \alpha)^3\text{H}(\beta^-)^3\text{He}$ 形成的核反应成因 ^3He ; (3) 来自历史时期喷出岩或侵入岩中幔源 ^3He 的淋滤作用; (4) 现代地幔脱气过程产生的 ^3He 。本研究的鲜水河-安宁河断裂带温泉气体 R/R_A 值变化范围较大: 安宁河断裂带样品具有最低的 R/R_A 值(0.025~0.094), 与典型地壳值(< 0.1)一致, 具有明显的壳源性质; 而对于鲜水河断裂带富含 ^3He 的样品($R/R_A > 0.8$)而言, 需要对He的多种可能来源进行必要的讨论。

人为活动形成的氚(^3H)通常被认为与20世纪50~60年代全球范围内的大规模核武器试验有关。受此影响, 大气中的人为放射性核素 ^3H 急剧累积, 随之通过大气沉降迅速进入水圈, 参与地表水和地下水循环。氚的半衰期为12.32年, 通过 β 衰变形成 ^3He , 核武器试验停止后 ^3H 在水中的浓度逐年降低。事实上, 在一些低He浓度和 $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 的泉水中经常观测到氚成因 ^3He 的过剩(例如, Xu等, 2014)。然而, 由于无法准确获得20世纪50~60年代当地大气降水中 ^3H 的浓度, 通常情况下难以定量估计氚成因 ^3He 的影响。尽管如此, 本研究样品中较高的 $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 比值似乎排除了 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值受到含水层中氚成因 ^3He 影响的可能性。这一推论得到了2016年在川滇地块西部义敦-理塘断裂带地热流体中观测到的低 ^3H 值($< 1 \sim 2.4 \text{ T.U.}$; Hou等, 2018)的支持。

核反应成因 ^3He 是自然界矿物岩石中的同位素 ^6Li

与中子通过 ${}^6\text{Li}(n, \alpha){}^3\text{H}(\beta^-){}^3\text{He}$ 核反应而形成的. 曾有报道显示, 一些地壳岩石中的富锂矿物(如绿柱石、堇青石、铬铁矿和锂辉石等)具有高达7的 R_C/R_A 值(Mamyrin和Tolstikhin, 1984). 核反应成因 ${}^3\text{He}$ 的形成主要取决于岩石中 ${}^6\text{Li}$ 的浓度和中子通量, 而中子通量主要来源于地壳中丰富的放射性元素U和Th的衰变. 在这种情况下, 岩石中的 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比值主要取决于 ${}^6\text{Li}$ 、U和Th的浓度. Castro(2004)从理论上计算了岩石中 ${}^3\text{He}$ 和 ${}^4\text{He}$ 的产率:

$$P({}^3\text{He}) = (6.035[\text{U}] + 1.434[\text{Th}]) \times [\text{Li}] \times 4.4516 \times 10^{-23} \text{mol g}^{-1} \text{a}^{-1}, \quad (5)$$

$$P({}^4\text{He}) = 1.71 \times 10^{-25}[\text{U}] + 4.06 \times 10^{-26}[\text{Th}] \text{mol g}^{-1} \text{s}^{-1}, \quad (6)$$

其中[U]、[Th]、[Li]分别代表岩石矿物中放射性元素U、Th、 ${}^6\text{Li}$ 的含量(单位为ppm, 1ppm=1 $\mu\text{g g}^{-1}$). 在川滇地区, 除了零星分布的富含Li元素的古生代伟晶岩脉以外, 鲜水河-安宁河断裂带区域的105个岩石矿物样品的分析结果表明, Li浓度变化范围为0.1~539ppm, 平均值为(59 $\pm$ 103)ppm(网络版附表S1). 此外, 236个样品中U和Th的浓度分别为(3.27 $\pm$ 3.29)ppm和(17.4 $\pm$ 18.5)ppm(网络版附表S2). 将这些元素平均丰度代入上式, 得到区域 ${}^3\text{He}$ 和 ${}^4\text{He}$ 产率比值(R/R_A)小于0.003. 考虑到各种误差, 该值与典型的地壳 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比值($<0.1R_A$)完全一致. 由此可以排除鲜水河-安宁河断裂带温泉气体 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比值受到地壳岩石中异常核反应成因 ${}^3\text{He}$ 影响的可能性. 本研究在安宁河断裂带观测到的典型地壳 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比值(0.025~0.094)有力地支持了这一结论.

理论上, 赋存于历史时期喷出岩或侵入岩矿物中的幔源物质(包括 ${}^3\text{He}$ 、 CO_2 等)可能通过水-岩相互作用以淋滤的方式释放至水热系统中. 在川滇菱形地块附近, 仅有小规模零星分布的古生代幔源伟晶岩脉, 并且由于这些岩石侵位年代古老($>250\text{Ma}$), 岩石中原始 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 值(假设初始 $R/R_A=8$)已经被矿物结晶以来长期积累的放射成因 ${}^4\text{He}$ 完全掩盖(即 R/R_A 值趋于地壳平均值). 例如, 假设超镁铁质岩石中初始 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 值和 ${}^4\text{He}$ 等同于现代大洋中脊玄武岩($R/R_A=8$, ${}^4\text{He}=10^{-6} \text{cm}^3 \text{STP g}^{-1}$), 经过 $>250\text{Ma}$ 的U和Th放射性衰变形成的 ${}^4\text{He}$ 积累(Castro, 2004), 体系内的原始 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 值将从 $R/R_A=8$ 逐渐演变为 $R/R_A \ll 0.01$, 这显然无法解释在鲜水河断裂带观测到的幔源He特征. 就岩浆活动规模而

言, 鲜水河-安宁河断裂带及其邻近区域主要存在两次规模较大的岩浆活动产物(表2): (1) 三叠纪-侏罗纪(约215~159Ma)黑云母角闪石花岗闪长岩、钾长石巨晶花岗岩和淡色花岗岩深成岩体; (2) 中新世(约14~5Ma)二长岩、淡色花岗岩岩基. 由于这些不同时代形成、广泛分布的火成岩都被认为是地壳部分熔融的结果(Searle等, 2016), 无法为水热系统提供幔源He. 因此, 可以简单地排除地质历史时期鲜水河-安宁河断裂带及邻近区域的喷出岩或侵入岩中存在幔源 ${}^3\text{He}$ 的可能性.

结合上述分析, 本研究中观测得到的高 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比值只能由地幔He脱气来解释. 一般而言, 地幔He脱气来源于研究区域软流圈或岩石圈地幔岩石的部分熔融, 富含 ${}^3\text{He}$ 的幔源熔体上升至地表过程中受到地壳物质中放射性成因 ${}^4\text{He}$ 的混合. 因此, 根据幔源He和壳源He二元混合模式, 从 R_C/R_A 值可估算气体样品中地幔和地壳He的比例(表4). 假设地幔和地壳端元的 R_C/R_A 值分别为8和0.1, 鲜水河断裂带内温泉气体幔源He的变化范围为9~33%, 而地壳He占比67~91%; 而安宁河断裂带温泉气体中的He几乎100%为地壳来源. 与大陆其他地区相比, 鲜水河断裂带内最高值($R_C/R_A=2.7$)明显低于与第四纪火山活动密切相关的水热系统中的 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比值, 但与一些非火山活动区的氦同位素组成相当(图2). 例如, 腾冲和长白山水热系统中 R_C/R_A 值高达5~6, 幔源He直接源自侵位于上地壳深度的地幔熔体(Xu等, 2004; Hahm等, 2008); 在青藏高原喀喇崑崙断裂带观测到的最高 R_C/R_A 值为2.22, 其幔源He释放被认为是地幔熔融物质沿超壳走滑断裂带上升至地表的结果(Klemperer等, 2013).

5.3 深源氦释放的空间差异性

鲜水河-安宁河断裂带温泉气体的 R_C/R_A 值呈现明显的差异性空间分布特征: 安宁河断裂带几乎没有幔源He的存在, 而鲜水河断裂带则具有高达9~33%的幔源He, 特别是康定附近具有研究区范围内最强烈的幔源He释放特征. 从氦的来源角度来说, 岩石圈或软流圈地幔岩石的部分熔融(或初始部分熔融)是幔源He释放的最有效途径(Ballentine和Burnard, 2002), 其最直接的证据是活火山(或第四纪乃至新生代火山活动区)系统以及地球物理观测揭示的深部熔融体的存在. 对于火山活动区而言, 幔源熔体能够通过岩浆喷发或侵入

表 4 鲜水河-安宁河断裂带温泉系统中He和C端元组分混合比例

序号	样品号	He _{mantle} (%)	He _{crust} (%)	C _{organic} (%)	C _{carbonate} (%)	C _{endogenic} (%)
1	ZGC1904	19	81	6.6	12.2	81.2
2	XK1901	9	91	0.7	9.2	90.1
3	EDQ1901	31	69	6.5	20.4	73.1
4	LTG1901	19	81	5.9	7.9	86.2
5	GD1901	33	67	4.4	10.7	84.9
6	EHYD1901	17	83	28.4	5.3	66.3
7	WD1901	11	89	0.9	13.5	77.3
8	CK1901	10	90	5.7	16.5	77.7
9	GYH1901	0	100	8.3	0	91.7
10	MN1901	0	100	18.7	17.4	63.9
11	HM1901	0	100	10.8	7.2	82.0

等过程向地表和大气圈输送幔源He, 这常见于以大洋中脊和岛弧火山区为代表的火山活动区. 而在非火山活动区, 岩石圈深部结构探测研究能够为地幔岩石的初始部分熔融提供可能的约束信息. Li等(2016)利用面波频散和接收函数的组合分析, 研究了青藏高原东南缘地壳和上地幔结构. 结果表明, 除了青藏高原东南缘存在大范围的中、下地壳流以外, 在康定地区下部70km处存在明显的低速体异常, 指示岩石圈地幔可能发生了部分熔融, 这为鲜水河断裂带的幔源He地表显示提供了物质基础.

此外, 断裂带规模、性质及其产状对幔源组分向地表的运移(尤其在非火山活动区)起着决定性作用. 研究表明, 伸展构造环境中的深部陡倾断裂带有利于幔源组分的上涌(Tamburello等, 2018). 例如, 一些超壳断裂带具有促进幔源物质向地表运移的有利构造条件(Klemperer等, 2013). 鲜水河-安宁河断裂带是青藏高原东缘最活跃的左旋走滑断裂带之一, 第四纪以来鲜水河断裂带和安宁河断裂带的走滑速率分别为18和6mm a⁻¹(Wang等, 2011; Li等, 2014). 其中, 倾向SW的鲜水河断裂带在近地表具有陡倾(70°~80°)特征, 特别是位于鲜水河、玉农希和龙门山断裂带交汇的区域带具有转换挤压成分(Searle等, 2016), 导致断裂带破碎化程度和渗透性增加, 有利于幔源物质快速运移至地表. 因此, 具有高渗透性和高倾角性质的超壳断裂带为康定地区幔源物质上涌提供了有利构造条件.

值得注意的是, 在鲜水河断裂带内, 在3~5号样品中观察到的高R_C/R_A值(1.6~2.7)集中在鲜水河、玉农

希和龙门山三条深断裂的交汇区域(图1); 而位于该区域NW方向的1~2号样品和SE方向的6~8号样品的R_C/R_A值分别逐渐降低至0.83~1.5和0.88~1.4, 这一空间分布模式与前人研究结果(Du等, 2006; Zhou等, 2015)基本一致. 相对其NW和SE方向而言, 康定-磨西地区的幔源He经历了快速上升过程和较少的地壳放射成因He混染, 表明幔源He释放与局部转换挤压导致的深大破碎带构造环境关系密切(Searle等, 2016). 此外, 尽管本研究中的样品数量有限, 鲜水河断裂带西侧边缘的R_C/R_A值似乎有降低的趋势: 断裂带内幔源He占比(即1~5号样品的9~33%)大于断裂带西侧边缘(即6号样品的17%和8号样品的10%).

综上所述, 鲜水河-安宁河断裂带地幔流体组分释放的空间分布特征与地质构造环境和地球物理观测结果十分吻合. 幔源He起源于康定地区地下70km壳幔交界处的部分熔融区, 随之向上运移至鲜水河断裂带的根部, 再穿过地壳内渗透性极高的断裂破碎带向地表运移. 在上升运移过程中, 包括矿物溶解和扩散交换等水-岩相互作用过程改变了原始地幔组分的化学和同位素组成. 可以想象在地壳上升运移过程中, R/R_A=8的地幔组分将被R/R_A<0.1的地壳放射成因组分混染. 一般来说, 快速和短程运移等因素会导致地幔He受到放射成因He混染的程度相对较低. 因此, 随着沿断裂带走向距离康定地区(幔源He占比最高为33%)越远, 或在垂直断裂带方向上距离断裂带越远, 地壳放射性成因He的混入量将逐渐增大, 这些因素将导致幔源物质在断裂带内、外的空间分布呈现差异性特征. 鲜水

河断裂带的幔源He分布特征与日本西南部Tottori地震区的观测结果一致, 其最大 R_C/R_A 值(~4)位于主震震中, 但随着远离震中而降低(Umeda和Ninomiya, 2009); 而鲜水河断裂带的幔源He纵向分布特征则与圣安德列斯断裂(Kennedy等, 1997)、北安纳托利亚断裂(Doğan等, 2009)、喀喇昆仑断裂(Klemperer等, 2013)以及辽东半岛(Xu等, 2014)等地区的观测结果一致。

5.4 碳的来源

如前所述, 温泉水化学和同位素组成揭示了鲜水河-安宁河断裂带地热系统中的碳酸盐矿物和硅酸盐矿物的溶解过程, 它们均涉及到 CO_2 或 H_2CO_3 的参与。大量研究表明, 地热系统中的碳可能具有多种来源: (1) 大气 CO_2 通过地表硅酸盐岩和碳酸盐岩风化过程进入地下水系统; (2) 土壤和沉积岩中有机质的分解形成的 CO_2 通过溶解和淋滤作用进入地下含水层; (3) 水-岩相互作用过程中碳酸盐矿物溶解; (4) 深部碳酸盐矿物脱碳以及含碳岩石的变质脱碳作用; (5) 地幔 CO_2 脱气。这些不同来源的碳具有一定的同位素组成分布范围(Clark和Fritz, 1997)。例如, 现代大气 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为-8‰; 土壤和沉积岩中有机质分解形成的 CO_2 碳同位素组成取决于有机质类型, 源自 C_3 和 C_4 植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值分别为-27‰和-14‰; 海相碳酸盐矿物溶解来源碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值介于-2~+1‰; 变质作用脱碳作用形成的 $\delta^{13}\text{C}$ 值取决于源岩的同位素组成; 地幔来源 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在-9~-3‰变化。显而易见, 任意两个或多个端元的混合, 都可以产生与某个端元相同的同位素组成, 因而利用单一的碳同位素组成进行 CO_2 来源解析受到一定的限制。

考虑到 $\delta^{13}\text{C}$ 值的复杂多解性, 在实际应用中有必要结合其他地球化学指标进行地热系统的碳源解析, 放射性碳(^{14}C)便是其中之一。在自然界碳的同位素中, ^{14}C 是大气中 ^{14}N 与高能宇宙射线粒子(中子)发生核反应而形成的放射性核素, 其形成后迅速以 $^{14}\text{CO}_2$ 的形式存在于大气圈。一方面, $^{14}\text{CO}_2$ 通过植物光合作用进入生物圈; 另一方面, 它通过溶解作用进入水圈(即海洋和陆地不同类型水系)。由于 ^{14}C 具有5730年的半衰期, 环境样品中 ^{14}C 浓度($\Delta^{14}\text{C}$)可以有效地示踪碳的来源。例如, 高 $\Delta^{14}\text{C}$ 值反映现代大气 CO_2 或土壤 CO_2 的贡献, 而低 $\Delta^{14}\text{C}$ 值则反映古老沉积有机质分解、海相碳酸盐溶解、深部变质 CO_2 以及幔源 CO_2 的贡献。因此, 放

射性碳同位素组成($\Delta^{14}\text{C}$)与稳定碳同位素组成($\delta^{13}\text{C}$)的联用可以有效地区分深部碳和地表碳。需要注意的是, 在不同的地下水pH和温度条件下, 地热系统中的碳具有多种赋存状态, 主要包括气态(CO_2)、溶解态(CO_2 、 H_2CO_3 、 HCO_3^- 和 CO_3^{2-})和固态(如方解石等)等3种类型。一方面, 这些不同形态碳的组合导致地热系统中DIC具有不同的碳同位素组成($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 、 $\Delta^{14}\text{C}_{\text{DIC}}$); 另一方面, 包括 CO_2 脱气和 CaCO_3 沉淀等碳的形态转变过程可能导致系统内碳同位素之间产生分馏。因此, 不同形态碳组分(如 CO_2 和DIC)的碳同位素组成对比分析有助于揭示地热系统的碳源和相关的物理-化学过程。

图5显示了鲜水河-安宁河断裂带温泉水及全球主要河流中DIC的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 与 $\Delta^{14}\text{C}_{\text{DIC}}$ 特征。与具有较大 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 变化范围和相对富含 ^{14}C 的全球河流相比, 鲜水河-安宁河断裂带温泉水中DIC富集 ^{13}C , 而极其匮乏 ^{14}C 。全球现代大气 CO_2 的 ^{14}C 测量结果表明, 20世纪50~60年代全球核武器试验释放了大量人为核成因 ^{14}C , 导致全球大气 $\Delta^{14}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值大于0‰。所以, 仅从温泉水DIC的 $\Delta^{14}\text{C}_{\text{DIC}}$ 值(-909~-997‰)来看, 就可以简单地排除大气、植物根系呼吸作用和土壤有机质分解等现代碳(富含 ^{14}C)来源对地热系统DIC的贡献。此外, 如表2所示, 鲜水河-安宁河断裂带温泉水所有样品中 P_{CO_2} 远远高于大气 CO_2 分压, 也清晰地表明在地表温泉水释放区域不存在大气来源 CO_2 的贡献。

在近地表含碳酸盐岩水系中, 方解石溶解作用贡献的DIC与对应的 Ca^{2+} 之间的摩尔比值为1; 同理, 白云石溶解作用贡献的DIC与对应的 $(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})$ 之间的摩尔比值也为1。此外, 包括石膏(CaSO_4)在内的蒸发盐溶解也可能对含水层中的 Ca^{2+} 产生少量贡献。如果进一步假设硅酸盐矿物溶解形成 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 可以忽略不计(Crossey等, 2009), 那么, 碳酸盐矿物溶解产生的DIC贡献量($C_{\text{carbonate}}$)可以简单地通过以下质量平衡方程进行计算(Chiodini等, 2004)。

$$C_{\text{carbonate}} = [\text{Ca}^{2+}] + [\text{Mg}^{2+}] - [\text{SO}_4^{2-}], \quad (7)$$

$$C_{\text{external}} = [\text{DIC}] - C_{\text{carbonate}}, \quad (8)$$

式中, $C_{\text{carbonate}}$ 和 C_{external} 分别表示来自碳酸盐矿物(方解石和白云石)的溶解碳和外源碳(即非碳酸盐矿物溶解碳)。结果显示, $C_{\text{carbonate}}$ 和 C_{external} 的变化范围分别是

图5 鲜水河-安宁河断裂带温泉水及全球主要河流的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 与 $\Delta^{14}\text{C}_{\text{DIC}}$ 之间的关系

全球主要河流数据源自Marwick等(2015)

0~8.7 mmol L⁻¹和1.6~34 mmol L⁻¹。如表4所示, 它们在DIC总量中分别占比11.2±5.7%(变化范围为0~20.4%) 和88.8±5.7%(变化范围为79.6~100%)。

为了确定非碳酸盐 $\text{C}_{\text{external}}$ 的来源, 其同位素组成($\delta^{13}\text{C}_{\text{external}}$)可进一步通过 $\text{C}_{\text{carbonate}}$ 和 $\text{C}_{\text{external}}$ 进行计算。

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}} \times \text{DIC} = \delta^{13}\text{C}_{\text{external}} \times \text{C}_{\text{external}} + \delta^{13}\text{C}_{\text{carbonate}} \times \text{C}_{\text{carbonate}} \quad (9)$$

式中, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carbonate}}$ 是指区域碳酸盐矿物的碳同位素组成。来自川滇地区2392个不同时代海相碳酸盐的碳同位素组成统计结果表明, 区域碳酸盐矿物 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化范围为-8.50~+7.37‰(网络版附表S1), 其平均值2‰被用于上式中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carbonate}}$ 的参考值。需要强调的是, $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 值可能会受到样品采集前 CO_2 脱气和/或碳酸盐矿物沉淀的影响, 分别引起剩余溶解DIC中富集 ^{13}C 同位素和碳的逃逸。受此影响, 上式中的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{external}}$ 和 $\text{C}_{\text{external}}$ 将会分别被高估和低估。

图6显示了鲜水河-安宁河断裂带温泉水温度与 $\Delta^{13}\text{C}_{\text{DIC-CO}_2}$ (定义为 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 的差值)之间的关系。从中可以看到, 所有样品基本位于水热系统中 HCO_3^- 和 CO_2 之间同位素理论分馏线附近(Mook等, 1974), 表明在采样温度环境下, DIC和 CO_2 基本达到同位素平衡状态。其中, 样品2具有研究区最重的碳同位素组成($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}=+1.3\text{‰}$), 接近川滇地区碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$

图6 鲜水河-安宁河断裂带温泉水温度与 $\Delta^{13}\text{C}_{\text{DIC-CO}_2}$ ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}-\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$)之间的关系

实线显示水热系统 HCO_3^- 和 CO_2 间的理论同位素分馏(Mook等, 1974)

平均值, 但远低于尼泊尔Marsyandi地区(Becker等, 2008)和Narayani盆地(Evans等, 2008)的温泉水DIC碳同位素组成($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 值分别为+6.5~+13.7‰和+13.5‰); 尼泊尔地区样品被解释为 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 值约为+2‰的初始水热系统, 其中大量 CO_2 脱气(>90%)导致残留水热系统中DIC富集 ^{13}C 。此外, 刘再华等(2000)测量了康定地区灌顶和龙头沟温泉的DIC和泉华碳同位素组成, DIC与泉华的 $\delta^{13}\text{C}$ 差值($\Delta^{13}\text{C}_{\text{DIC-calcite}}$)分别为2.5‰和4.1‰, 也表明在采样温度条件下DIC与碳酸盐沉积矿物之间基本处于同位素平衡状态。因此, 在几乎所有样品的DIC和 P_{CO_2} 值范围内, 鲜水河-安宁河断裂带温泉环境温度条件下 CO_2 脱气或者碳酸盐矿物沉淀导致的碳同位素分馏效应可以忽略不计。因此, 上述质量平衡计算结果显示, 非碳酸盐来源的碳同位素组成($\delta^{13}\text{C}_{\text{external}}$)变化范围是-5.3~-0.01‰。

图7显示鲜水河-安宁河断裂带温泉水中外源碳 $\delta^{13}\text{C}_{\text{external}}$ 与 $\text{C}_{\text{external}}$ 之间的相关关系。总体而言, 外源碳组成显示有机碳端元和深源碳端元的存在。有机碳端元具有较低的DIC浓度($\text{C}_{\text{external}}=0.0001\sim0.004\text{ mol L}^{-1}$)和相对富集的 ^{12}C ($\delta^{13}\text{C}=-30\text{‰}$)特征。这些有机碳组分包括: 来源于温泉补给区雨水入渗过程中溶解的土壤有机 CO_2 和含水层沉积岩中有机质分解形成的有机碳两部分。如图5所示, 鲜水河-安宁河断裂带温泉水样品

图7 鲜水河-安宁河断裂带温泉水 $\delta^{13}\text{C}_{\text{external}}$ 与 C_{external} 相关图

C_{external} 是指碳酸盐溶解起源以外的DIC(有机碳+深层碳)。所有样品位于两个端元所组成的混合范围:(1) 深部碳: $\delta^{13}\text{C}=1.5\text{‰}$ 、 $C_{\text{external}} \gg 0.06 \text{ mol L}^{-1}$; (2) $\delta^{13}\text{C}=-30\text{‰}$ 、 $C_{\text{external}}=0.0001\sim 0.004 \text{ mol L}^{-1}$ 。实线分别为深部碳与具有 $0.0001\sim 0.004 \text{ mol L}^{-1}$ 浓度的有机碳端元的混合。点线分别为幔源碳($\delta^{13}\text{C}=-3\text{‰}$ 、 $C_{\text{external}} \gg 0.06 \text{ mol L}^{-1}$)与有机碳($\delta^{13}\text{C}=-30\text{‰}$ 、 $C_{\text{external}}=0.0001 \text{ mol L}^{-1}$)和幔源碳($\delta^{13}\text{C}=-9\text{‰}$ 、 $C_{\text{external}} \gg 0.06 \text{ mol L}^{-1}$)与有机碳($\delta^{13}\text{C}=-30\text{‰}$ 、 $C_{\text{external}}=0.004 \text{ mol L}^{-1}$)的混合范围

几乎都位于沉积碳酸盐、变质碳酸盐以及幔源碳等碳源组分范围内, 具有富集 ^{13}C 但贫 ^{14}C 的特征。理论上, 有机碳贡献可以被认为与沉积岩中有机质(如干酪根)热解作用有关。安宁河断裂带内冕宁温泉样品含有 $\sim 40\%$ 的 CH_4 和典型有机质热解成因的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ 值(-35.5‰)佐证了这一可能性(表3)。深源碳端元具有较高的DIC浓度($>0.6 \text{ mol L}^{-1}$)和相对富集 ^{13}C ($\delta^{13}\text{C} \sim +1.5\text{‰}$)的特征。该端元的DIC浓度和 $\delta^{13}\text{C}$ 值与意大利现代火山、地热田以及冷泉的高DIC浓度和深源 CO_2 同位素组成范围($\delta^{13}\text{C}=-5\sim +1\text{‰}$, Chiodini等, 2004)基本一致, 但明显低于美国科罗拉多高原南部的观测结果($\delta^{13}\text{C}=-5\text{‰}$; Crossey等, 2009)。此外, 鲜水河-安宁河断裂带温泉水也明显不同于典型幔源组分($\text{DIC}>0.6 \text{ mol L}^{-1}$, $\delta^{13}\text{C}=-9\sim -5\text{‰}$)与有机碳组分之间的混合线(图7)。

据此, 上述有机碳(organic)端元和深源碳(endogenic)端元的二元混合关系可表示如下:

$$(\delta^{13}\text{C}_{\text{external}} \times C_{\text{external}}) = (\delta^{13}\text{C}_{\text{organic}} \times C_{\text{organic}}) + (\delta^{13}\text{C}_{\text{endogenic}} \times C_{\text{endogenic}}), \quad (10)$$

$$C_{\text{external}} = C_{\text{organic}} + C_{\text{endogenic}}. \quad (11)$$

计算结果显示, 在 C_{external} ($1.6\sim 34 \text{ mmol L}^{-1}$)中, C_{organic} 和 $C_{\text{endogenic}}$ 分别为 $0.1\sim 6.0 \text{ mmol L}^{-1}$ 和 $1.5\sim 31.8 \text{ mmol L}^{-1}$ 。如表4所示, C_{organic} 主要来源于沉积岩中有机质的热解, 占DIC总量的 $9.5 \pm 7.4\%$ (变化范围为 $0.7\sim 28.4\%$); 而 $C_{\text{endogenic}}$ 则包括除浅源碳(大气 CO_2 、有机成因 CO_2 以及碳酸盐溶解形成 CO_2)以外的所有碳源, 占DIC总量的 $79.4 \pm 8.6\%$ (变化范围为 $63.9\sim 91.7\%$)。在青藏高原东缘的地质构造背景下, 深源碳具有3种可能性: (1) 单一的变质成因碳(碳酸盐岩脱碳作用: $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 \rightarrow \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$; 含碳硅酸盐岩变质作用: $\text{Ca-SiO}_3 + 2\text{CO}_2 + 3\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^- + \text{Si}(\text{OH})_4$); (2) 单一的幔源碳; (3) 变质成因碳与幔源碳的混合物。

定量区分幔源碳和壳源碳(即变质成因碳)需要依赖幔源物质的示踪指标 ^3He 。如前所述, ^3He 是示踪幔源岩浆挥发份最有效的地球化学指标, 它由幔源 CO_2 携带, 随着幔源熔体从上地幔向近地表运移。地幔和地壳物质具有特征的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值、 $\text{CO}_2/^3\text{He}$ 比值和 $\delta^{13}\text{C}$ 值(Sano和Marty, 1995)。如前所述, 幔源 $\text{CO}_2/^3\text{He}$ 比值为 $\sim 2 \times 10^9$ (Marty和Jambon, 1987), 而地壳物质的 $\text{CO}_2/^3\text{He}$

图8 鲜水河-安宁河断裂带温泉气体 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 与 $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 相关图

蓝色曲线为幔源组分与有机碳组分的混合, 红色曲线则代表幔源组分与碳酸盐岩组分的混合. 鲜水河断裂带样品8和安宁河断裂带样品11由于明显的C-He元素分馏, 未包含在端元组分计算模型中

比值则具有较大的变化范围($10^{10}\sim 10^{13}$, Marty和Jam-bon, 1987). 如果幔源物质在上升过程中没有受到明显的地壳混染, 并且没有发生明显的C-He之间的元素分馏, 其幔源 $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比值将会保持不变. 反之, 幔源 $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 比值将会随着地壳物质的混入而增大、随着溶解度不同引起的 CO_2 优先脱气或碳酸盐矿物沉淀等物理化学过程而降低.

利用Sano和Marty(1995)提出的基于 $\text{CO}_2/{}^3\text{He}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 的地幔、碳酸盐岩和有机碳三元混合模型, 我们估算了鲜水河断裂带样品中地幔、碳酸盐岩和有机碳的相对贡献. 上述三个端元组分的取值如下: 地幔 $\delta^{13}\text{C}=-6.5\text{‰}$ 、 $\text{CO}_2/{}^3\text{He}=2\times 10^9$; 碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}=1.5\text{‰}$ 、 $\text{CO}_2/{}^3\text{He}=10^{13}$; 有机碳 $\delta^{13}\text{C}=-30\text{‰}$ 、 $\text{CO}_2/{}^3\text{He}=10^{13}$. 结果表明, 11~18%(平均 $14\pm 2\%$)的 CO_2 源自有机碳的分解; 65~80%(平均 $74\pm 6\%$)的 CO_2 源自碳酸盐岩的分解(包括DIC估算中的碳酸盐矿物溶解形成的 CO_2 和变质成因 CO_2 两部分); 而2~24%(平均 $12\pm 7\%$)的 CO_2 源自地幔的脱气. 值得指出的是, 由气体的He-C体系得到的有机碳占比($14\pm 2\%$)与DIC估算结果($9\pm 8\%$)在误差范围内重叠, 显示估算结果具有一定的可信性.

5.5 深源碳释放通量及其意义

流体化学和同位素组成分析结果表明, 鲜水河-安

宁河断裂带存在着显著深源 CO_2 释放特征. 鲜水河断裂带的深源碳由变质成因碳和幔源碳组成, 而安宁河断裂带则仅具有单一的变质成因碳. 因此, 根据温泉水流量和DIC含量可以估算深源碳的通量. 本次研究中, 鲜水河断裂带二道桥(3号)、龙头沟(4号)以及灌顶(5号)三个温泉点的温泉水流量分别为2.7、5.0和4.3 L s^{-1} , 它们的深源碳分别为31、32和15 mmol L^{-1} , 由此得到深源碳通量分别为116、256和105 t a^{-1} , 其平均值为160 t a^{-1} , 与杨立铮等(1999)测得康定地热区12个温泉的平均通量147 t a^{-1} 在误差范围内基本一致. 据统计, 青藏高原东南缘各类断裂带内温泉总数为700个以上(陈墨香, 1992), 如果简单推算至青藏高原东南缘的所有温泉, 溶解碳通量将达到 10^5 t a^{-1} 量级. 这一结果低于意大利西部Apennine非火山地区的 $9\times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ (Chiodini等, 2004)和美国圣安列斯断裂带的 $\sim 3\times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ (Kulongoski等, 2013), 但与美国科罗拉多高原南部的 $6\times 10^4 \text{ t a}^{-1}$ (Crossey等, 2009)、美国爱达荷州Sevier逆冲断裂带内的 $\sim 10^5 \text{ t a}^{-1}$ (Lewicki等, 2003)等基本相当. 相对于全球深源 CO_2 释放通量而言, 意大利西部Apennine非火山地区 CO_2 对大气 CO_2 具有重要的贡献(Chiodini等, 2004). Tamburello等(2018)综述发现全球范围内 CO_2 释放区域在空间上与活动断裂带分布具有一致性, 特别强调走滑正断层主要制约深源 CO_2 的脱气. 从这一角度来说, 鲜水河-安宁河断裂带的初步结果表明, 青藏高原非火山活动区的大规模走滑断裂带同样具有向大气释放大量 CO_2 的潜力, 需要引起足够的重视, 并在更大范围内开展进一步深入研究, 以获得更加精确的 CO_2 释放规模的估算结果.

6 结论

鲜水河-安宁河断裂带的温泉水主要来源于不同海拔高度、沿断裂带深循环的大气降水. 温泉水化学组成指示显著的水-岩石相互作用(主要包括近地表蒸发盐、碳酸盐和硅酸盐的溶解), 以及深源流体的贡献. 安宁河断裂带缺乏幔源物质侵入, 而鲜水河断裂带的温泉气体 ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ 比值具有显著的幔源贡献, 并且以康定地区为中心向断裂带延伸和垂直方向逐渐降低. 水热系统中碳具有多源性, 有机质热解作用、碳酸盐矿物溶解作用以及深部变质脱碳和地幔脱气对总碳的贡献分别为 $9\pm 8\%$ 、 $11\pm 6\%$ 、 $80\pm 9\%$. 其中, 安宁河

断裂带的深源碳主要为变质成因, 而鲜水河断裂带的深源碳则包括12%的幔源碳和88%的变质成因碳。鲜水河断裂带内温泉的平均深源CO₂释放通量为160t a⁻¹, 由此尺度转换到青藏高原东南缘非火山岩地区全部断裂带, 其深源碳释放总通量约为10⁵t a⁻¹量级。这一初步结果显示, 青藏高原非火山活动地区大规模深大断裂带具有向大气释放大量的CO₂的巨大潜力。

致谢 审稿专家和编委提出了很多建设性修改意见和建议, 对本文进一步改善起到了很大的积极作用, 在此一并致谢。

参考文献

- 陈墨香. 1992. 新编中国温泉图及其说明. 地质科学, (增刊): 322–332
- 刘再华, 袁道先, 何师意, 张美良, 张加桂. 2000. 地热CO₂-水-碳酸盐岩系统的地球化学特征及其CO₂来源——以四川黄龙沟康定和云南中甸下给为例. 中国科学D辑: 地球科学, 30: 209–214
- 杨立铮, 卫伽, 孙晋玉. 1999. 四川康定温泉系统深源CO₂释放研究. 地质学报, 73: 278–285
- 张健, 李午阳, 唐显春, 天骄, 王迎春, 郭琦, 庞忠和. 2017. 川西高温水热活动区的地热学分析. 中国科学: 地球科学, 47: 899–915
- Bai D H, Unsworth M J, Meju M A, Ma X B, Teng J W, Kong X R, Sun Y, Sun J, Wang L F, Jiang C S, Zhao C P, Xiao P F, Liu M. 2010. Crustal deformation of the eastern Tibetan plateau revealed by magnetotelluric imaging. *Nat Geosci*, 3: 358–362
- Ballentine C J, Burgess R, Marty B. 2002. Tracing fluid origin, transport and interaction in the crust. *Rev Mineral Geochem*, 47: 539–614
- Ballentine C J, Burnard P G. 2002. Production, release and transport of noble gases in the continental crust. *Rev Mineral Geochem*, 47: 481–538
- Becker J A, Bickle M J, Galy A, Holland T J B. 2008. Himalayan metamorphic CO₂ fluxes: Quantitative constraints from hydrothermal springs. *Earth Planet Sci Lett*, 265: 616–629
- Bekaert D V, Turner S J, Broadley M W, Barnes J D, Halldórsson S A, Labidi J, Wade J, Walowski K J, Barry P H. 2021. Subduction-driven volatile recycling: A global mass balance. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 49: 37–70
- Castro M C. 2004. Helium sources in passive margin aquifers—New evidence for a significant mantle ³He source in aquifers with unexpectedly low *in situ* ³He/⁴He production. *Earth Planet Sci Lett*, 222: 897–913
- Chiodini G, Cardellini C, Amato A, Boschi E, Caliro S, Frondini F, Ventura G. 2004. Carbon dioxide Earth degassing and seismogenesis in central and southern Italy. *Geophys Res Lett*, 31: L07615
- Clark I D, Frantz P. 1997. Environmental Isotopes in Hydrogeology. Boca Raton: CRC Press. 342
- Crossey L J, Karlstrom K E, Springer A E, Newell D, Hilton D R, Fischer T. 2009. Degassing of mantle-derived CO₂ and He from springs in the southern Colorado Plateau region—Neotectonic connections and implications for groundwater systems. *GSA Bull*, 121: 1034–1053
- DePaolo D J. 2015. Sustainable carbon emissions: The geologic perspective. *MRS Energy Sustainability*, 2: 9
- Doğan T, Sumino H, Nagao K, Notsu K, Tuncer M K, Çelik C. 2009. Adjacent releases of mantle helium and soil CO₂ from active faults: Observations from the Marmara region of the North Anatolian Fault zone, Turkey. *Geochem Geophys Geosyst*, 10: Q11009
- Doğan T, Sumino H, Nagao K, Notsu K. 2006. Release of mantle helium from forearc region of the Southwest Japan arc. *Chem Geol*, 233: 235–248
- Du J, Cheng W, Zhang Y, Jie C, Guan Z, Liu W, Bai L. 2006. Helium and carbon isotopic compositions of thermal springs in the earthquake zone of Sichuan, Southwestern China. *J Asian Earth Sci*, 26: 533–539
- Evans M J, Derry L A, France-Lanord C. 2008. Degassing of metamorphic carbon dioxide from the Nepal Himalaya. *Geochem Geophys Geosyst*, 9: Q04021
- Foley S F, Fischer T P. 2017. An essential role for continental rifts and lithosphere in the deep carbon cycle. *Nat Geosci*, 10: 897–902
- Graham D W. 2002. Noble gases in MORB and OIB: observational constraints for the characterization of mantle source reservoirs. *Rev Mineral Geochem*, 47: 247–317
- Guo L, Wang G C, Sheng Y Z, Sun X Y, Shi Z M, Xu Q Y, Mu W Q. 2020. Temperature governs the distribution of hot spring microbial community in three hydrothermal fields, Eastern Tibetan Plateau Geothermal Belt, Western China. *Sci Total Environ*, 720: 137574
- Guo Q, Pang Z H, Wang Y C, Tian J. 2017. Fluid geochemistry and geothermometry applications of the Kangding high-temperature geothermal system in eastern Himalayas. *Appl Geochem*, 81: 63–75
- Hahn D, Hilton D R, Cho M, Wei H, Kim K R. 2008. Geothermal He and CO₂ variations at Changbaishan intra-plate volcano (NE China) and the nature of the sub-continental lithospheric mantle. *Geophys Res Lett*, 35: L22304
- Hou Y Y, Shi Z M, Mu W Q. 2018. Fluid geochemistry of fault zone hydrothermal system in the Yidun-Litang Area, eastern Tibetan Plateau geothermal belt. *Geofluids*, 2018: 1–13
- Isson T T, Planavsky N J, Coogan L A, Stewart E M, Ague J J, Bolton E W, Zhang S, McKenzie N R, Kump L R. 2020. Evolution of the

- global carbon cycle and climate regulation on Earth. *Glob Biogeochem Cycle*, 34: 1–28
- Kagoshima T, Sano Y, Takahata N, Ishida A, Tomonaga Y, Rouleau E, Pinti D L, Fischer T P, Lan T, Nishio Y, Tsunogai U, Guo Z. 2016. Spatial and temporal variations of gas geochemistry at Mt. Ontake, Japan. *J Volcanol Geotherm Res*, 325: 179–188
- Kennedy B M, Kharaka Y K, Evans W C, Ellwood A, Depaolo D J, Thordsen J, Ambats G, Mariner R H. 1997. Mantle fluids in the San Andreas fault system, California. *Science*, 278: 1278–1281
- Klemperer S L, Kennedy B M, Sastry S R, Makovsky Y, Harinarayana T, Leech M L. 2013. Mantle fluids in the Karakoram fault: Helium isotope evidence. *Earth Planet Sci Lett*, 366: 59–70
- Kulongoski J T, Hilton D R, Barry P H, Esser B K, Hillegonds D, Belitz K. 2013. Volatile fluxes through the Big Bend section of the San Andreas Fault, California: Helium and carbon-dioxide systematics. *Chem Geol*, 339: 92–102
- Lee C T, Jiang H, Dasgupta R, Torres M. 2019. Deep Carbon: Past to Present. Cambridge: Cambridge University Press. 669
- Lee H, Muirhead J D, Fischer T P, Ebinger C J, Kattenhorn S A, Sharp Z D, Kianji G. 2016. Massive and prolonged deep carbon emissions associated with continental rifting. *Nat Geosci*, 9: 145–149
- Legendre C P, Deschamps F, Zhao L, Chen Q F. 2015. Rayleigh-wave dispersion reveals crust-mantle decoupling beneath eastern Tibet. *Sci Rep*, 5: 16644
- Lewicki J L, Evans W C, Hilley G E, Sorey M L, Rogie J D, Brantley S L. 2003. Shallow soil CO₂ flow along the San Andreas and Calaveras Faults, California. *J Geophys Res*, 108: 2187
- Li M K, Zhang S X, Wang F, Wu T F, Qin W B. 2016. Crustal and upper-mantle structure of the southeastern Tibetan Plateau from joint analysis of surface wave dispersion and receiver functions. *J Asian Earth Sci*, 117: 52–63
- Li Y H, Hao M, Ji L Y, Qin S L. 2014. Fault slip rates and seismic moment deficits on major active faults in middle and south parts of the eastern margin of the Tibetan Plateau. *Chin J Geophys*, 57: 177–194
- Luo J, Pang Z G, Kong Y K, Wang Y C. 2017. Geothermal potential evaluation and development prioritization based on geochemistry of geothermal waters from Kangding area, western Sichuan, China. *Environ Earth Sci*, 76: 343
- Mamyrin B A, Tolstikhin I N. 1984. Helium Isotope in Nature. Amsterdam: Elsevier Science. 273
- Marty B, Jambon A. 1987. C³He in volatile fluxes from the solid Earth: Implications for carbon geodynamics. *Earth Planet Sci Lett*, 83: 16–26
- Marwick T R, Tamooh F, Teodoru C R, Borges A V, Darchambeau F, Bouillon S. 2015. The age of river-transported carbon: A global perspective. *Glob Biogeochem Cycle*, 29: 122–137
- McKenzie N R, Horton B K, Loomis S E, Stockli D F, Planavsky N J, Lee C T A. 2016. Continental arc volcanism as the principal driver of icehouse-greenhouse variability. *Science*, 352: 444–447
- Mook W G, Bommerson J C, Staverman W H. 1974. Carbon Isotope Fractionation between Dissolved Bicarbonate and Gaseous Carbon Dioxide. *Earth Planet Sci Lett*, 22: 169–176
- Muirhead J D, Fischer T P, Oliva S J, Laizer A, van Wijk J, Currie C A, Lee H, Judd E J, Kazimoto E, Sano Y, Takahata N, Tiberi C, Foley S F, Dufek J, Reiss M C, Ebinger C J. 2020. Displaced cratonic mantle concentrates deep carbon during continental rifting. *Nature*, 582: 67–72
- Plank T, Manning C E. 2019. Subducting carbon. *Nature*, 574: 343–352
- Qi J H, Xu M, An C J, Wu M L, Zhang Y H, Li X, Zhang Q, Lu G P. 2017. Characterizations of geothermal springs along the Moxi deep fault in the western Sichuan plateau, China. *Phys Earth Planet Inter*, 263: 12–22
- Sano Y, Marty B. 1995. Origin of carbon in fumarolic gas from island arcs. *Chem Geol*, 119: 265–274
- Searle M P, Roberts N M W, Chung S L, Lee Y H, Cook K L, Elliott J R, Weller O M, St-Onge M R, Xu X W, Tan X B, Li K. 2016. Age and anatomy of the Gongga Shan batholith, eastern Tibetan Plateau, and its relationship to the active Xianshui-he fault. *Geosphere*, 12: 948–970
- Shi Z M, Liao F, Wang G C, Xu Q Y, Mu W Q, Sun X Y. 2017. Hydrogeochemical characteristics and evolution of hot springs in eastern Tibetan Plateau geothermal belt, western China: Insight from multivariate statistical analysis. *Geofluids*, 2017: 1–11
- Tamburello G, Pondrelli S, Chiodini G, Rouwet D. 2018. Global-scale control of extensional tectonics on CO₂ earth degassing. *Nat Commun*, 9: 4608
- Tang X C, Zhang J, Pang Z H, Hu S B A, Tian J, Bao S J. 2017. The eastern Tibetan Plateau geothermal belt, western China: Geology, geophysics, genesis, and hydrothermal system. *Tectonophysics*, 717: 433–448
- Umeda K, Asamori K, Kusano T. 2013. Release of mantle and crustal helium from a fault following an inland earthquake. *Appl Geochem*, 37: 134–141
- Umeda K, Ninomiya A. 2009. Helium isotopes as a tool for detecting concealed active faults. *Geochem Geophys Geosyst*, 10: Q08010
- Wang H, Liu M A, Cao J L, Shen X H, Zhang G M. 2011. Slip rates and seismic moment deficits on major active faults in mainland China. *J Geophys Res*, 116: B02405
- Wang Y C, Pang Z H, Hao Y L, Fan Y F, Tian J, Li J. 2019. A revised method for heat flux measurement with applications to the fracture-controlled Kangding geothermal system in the Eastern Himalayan

- Syntaxis. [Geothermics](#), 77: 188–203
- Xu S, Nakai S, Wakita H, Wang X B. 2004. Carbon and noble gas isotopes in the Tengchong volcanic geothermal area, Yunnan, southwestern China. *Acta Geol Sin*, 78: 1122–1135
- Xu S, Zheng G D, Wang X B, Wang H L, Nakai S, Wakita H. 2014. Helium and carbon isotope variations in Liaodong Peninsula, NE China. *J Asian Earth Sci*, 90: 149–156
- Xu X M, Trumbore S E, Zheng S H, Southon J R, McDuffee K E, Luttgen M, Liu J C. 2007. Modifying a sealed tube zinc reduction method for preparation of AMS graphite targets: Reducing background and attaining high precision. [Nucl Instruments Methods Phys Res Sect B-Beam Interactions Mater Atoms](#), 259: 320–329
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. [Annu Rev Earth Planet Sci](#), 28: 211–280
- Zhou X C, Liu L, Chen Z, Cui Y J, Du J G. 2017. Gas geochemistry of the hot spring in the Litang fault zone, Southeast Tibetan Plateau. [Appl Geochem](#), 79: 17–26
- Zhou X C, Wang W C, Chen Z, Yi L, Liu L, Xie C, Cui Y J, Du J G, Cheng J W, Yang L M. 2015. Hot spring gas geochemistry in western Sichuan Province, China after the wenchuan M_s 8.0 earthquake. [Terr Atmos Ocean Sci](#), 26: 361–373

(责任编委: 吴海斌)